MINERALIA SLOVACA

19 1987 2

MINERALIA SLOVACA

Vol. 19
1987
No 2
97—192

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

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

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

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

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc., Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Mahel, prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Tapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH CONTENTS

Ladislav Novotný — František Mihál'

Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine — 97 — New lithostratigraphical units in the Krompachy Group (Eastern Slovakia)

Jozef Michalík — Zdeněk Vašíček

Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie) — 115 — Geology and stratigraphy of the Butkov Lower Cretaceous limestone deposits, Manín Unit, Middle Váh Valley (Western Slovakia)

Marián Putiš

Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát — 135 — Geology and tectonics in the southwestern and northern part of the Little Carpathian crystalline

Jaroslav Štohl — Karol Marsina

Porovnanie relatívneho pôdneho geochemického potenciálu Cu, Pb, Zn a Sn nad medňatoporfýrovými systémami Zlatna v Štiavnických vrchoch a Baniska v Javorí — 159 — Comparison of a relative soil geochemical Cu, Pb, Zn and Sn potential above porphyry copper systems of Zlatno in the Štiavnické vrchy Mts. and Banisko in the Javorie Mts. (Central Slovakia)

Ivan Gnojek

Magnetická anomálie u Bzenova, jz. od Prešova — 169 — Magnetic anomaly near Bzenov, SW of Prešov (Eastern Slovakia)

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky — *Continuation page 3 of the cover*

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 97—113*

Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine

LADISLAV NOVOTNÝ, FRANTIŠEK MIHÁĽ

Uránový prieskum, závod IX, Fraňa Kráľa 2, 052 80 Spišská Nová Ves

Doručené 14. 4. 1986

Новые литостратиграфические единицы в кромпашской группе (Восточная Словакия)

Кромпашская группа северогемерной перьми разделена на районные литостратиграфические единицы (снизу): кнольские, петровогорские и нововеские свиты. В них вычленены новые единицы третьего порядка: мураньские конгломераты, маркушевские песчанники, черногорские конгломераты, гутнянский вулканический комплекс, грунский вулканическо осадочный комплекс, маломураньские слои, стражанские слои и беловодские слои.

Литофациальное развитие, распространение и замещение вулканогенных пород и мощность вычлененных единиц находятся в зависимости от своего положения на периферийной, переходной и центральных зонах пермского осадочного бассейна. Возраст некоторых единиц обоснован палеонтологически и изотопными анализами урановой минерализации.

New lithostratigraphical units in the Krompachy Group (Eastern Slovakia)

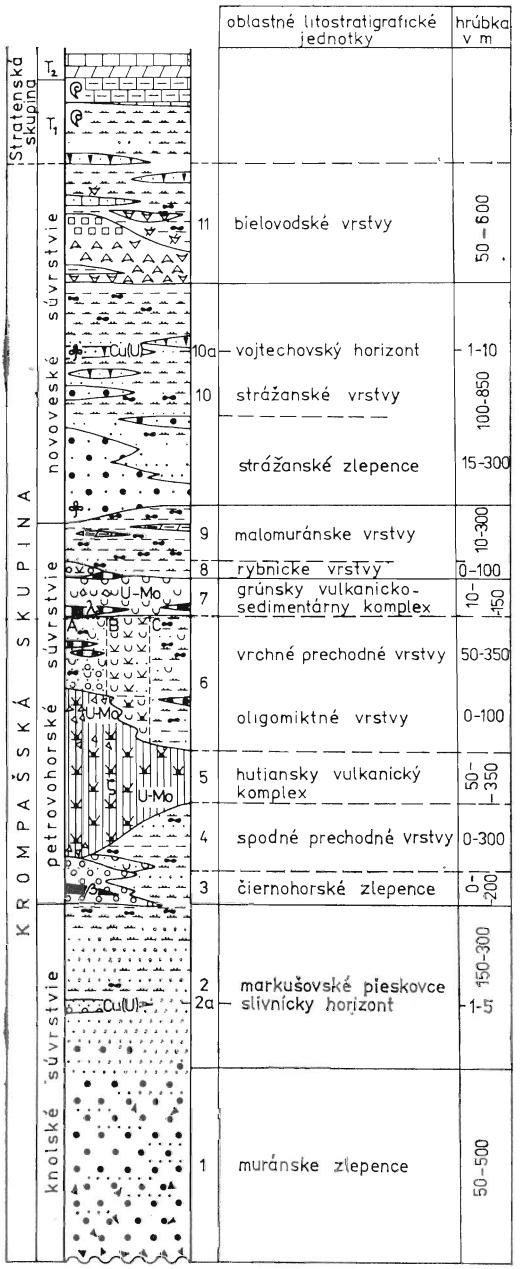
The Krompachy Group of the North Gemericum Permian has been divided into local lithostratigraphical units as follows (from the bottom): Knole formation, Petrova hora formation, and Nová Ves formation. Units of the third grade are separated in them: Muráň conglomerates, Markušovce sandstones, Čierna hora conglomerates, Novoveská Huta volcanic complex, Pátrov Grúň volcano-sedimentary complex, Malý Muráň Beds, Strážanský kopec Beds, Biela Voda Beds.

The lithofacial development, distribution and occurrence of volcanic rocks and the thicknesses of separated units are connected with their position in the marginal, transitional and central zone of the Permian sedimentation area. The age of some units has been proved by paleontology, palynology and by isotopic analyses of U-mineralization.

Krompašskú skupinu a jej súvrstvia definoval Bajaník (in Bajaník et al., 1981).

Rozsiahly prieskum permu severného gemerika priniesol nové poznatky, ktoré podstatne dopĺňajú litostratigrafické členenie permu.

V článku predkladáme nový a čo najúplnejší obraz o vertikálnom rozsahu krompašskej skupiny, stanovenie hranice súvrství, náplň súvrství a produktov vulkanizmu. S ohľadom na veľkú priestorovú variabilnosť v litologickej náplni súvrství,



Obr. 1. Litostratigrafická schéma krompašskej skupiny (Mihál' — Novotný, 1986). 1 — vápence, dolomity, slienité vápence, 2 — bunkovité karbonáty (rauwaky), ílovité dolomity, dolomitové konkrécie, 3 — kamenná soľ, anhydrit, sadrovec (polohy a ich brekcie) a sadrovec v žilkách, 4 — bridlice, aleurolity, 5 — pieskovce, 6 — kremeňové pieskovce, 7 — polymiktné strážanské a muránske zlepence a brekcie, 8 — oligomiktné zlepence, 9 — oligomiktné zlepence (rybnícke vrstvy), 10 — tufitické pieskovce, tufity, tufy a tufitické brekcie (acidné), 11 — aglomeráty acidné a intermediárne, 12 — ryolity, 13 — intermediárne vulkanity (dacit, andezit), metavulkanity a ich brekcie, 14 — bazalty, 15 — určené fosílie, fauna, flóra, 16 — mineralizácia v horizontoch a komplexoch, 17 — vývoj sedimentov: A — Stratená — Novoveská Huta, B — Krompachy — Petrova hora, C — Košické Hámre — Jahodná

Fig. 1. Lithostratigraphical scheme of the Krompachy Group. (Mihál' — Novotný, 1986). 1 — limestones, dolomites, marly limestones, 2 — cell carbonates (rauwackes), clay dolomites, dolomitic concretions, 3 — halite, anhydrite, gypsum (beds and their breccias) and gypsum in veinlets, 4 — shales, siltstones, 5 — sandstones, 6 — quartz sandstones, 7 — polymict Strážanský kopec and Muráň conglomerates and breccias, 8 — oligomict conglomerates, 9 — oligomict conglomerates (Rybník, Beds), 10 — tuffitic sandstone, tuffites, tuffs and tuffitic breccias (acid), 11 — acid and intermediate agglomerates, 12 — rhyolites, 13 — intermediate volcanites (dacites to andesites), metavolcanites and their breccias, 14 — basalts, 15 — identified fossils, fauna, flora 16 — mineralization in horizons and complexes, 17 — development of sediments: A — Stratená — Novoveská Huta, B — Krompachy — Petrova hora, C — Košické Hámre — Jahodná. Defined local lithostratigraphic units and non-formal units respectively: 1 — Muráň conglomerates, 2 — Markušovce sandstones, 2a — Slivník horizon, 3 — Čierna hora conglomerates, 4 — Lower transitive Beds, 5 — Novoveská Huta volcanic complex, 6 — Upper transitive and oligomict Beds, 7 — Pátrov Grúň volcano-sedimentary complex, 8 — Rybník Beds, 9 — Malý Muráň Beds, 10 — Strážansky kopec Beds, 10a — Vojtechova horizon, 11 — Biela Voda Beds

predovšetkým petrovohorského súvrstvia, je potrebné poukázať na odlišnosti v náplni súvrství v závislosti na ich pozícii v sedimentačnom priestore.

Premenlivá litologická náplň súvrství v pozdĺžnom a priečnom smere, odlišne podaná náplň novoveského a petrovohorského súvrstvia, rozšírenie náplne knolského súvrstvia a vyčlenenie jednotiek (členov) nižšieho rádu sú aj dôvodom na redefiníciu krompašskej skupiny.

Stanovili sme nový typový profil — neostratotyp pre novoveské súvrstvie a lektostratotyp pre novovymedzené markušovské pieskovce, ktoré začleňujeme do vrchnej časti knolského súvrstvia. V petrovohorskom súvrství, s ohľadom na jeho veľkú litologickú variabilnosť, dopĺňame pôvodný typový (holostratotyp) profil (Bajaník, 1981) o analogické profily — hypostratotypy pri Stratenej, Novoveskej Hute a Krompachoch. Názvy vymedzených súvrství a typové profily knolského (zlepence) a petrovohorského súvrstvia netreba meniť.

Krompašská skupina

Názov: Podľa mesta Krompachy.

Stratotypová lokalita: V širšom okolí mesta vystupujú hlavné horninové sekvencie skupiny.

Rozšírenie a rozdelenie jednotky: Krompašská skupina sa nachádza pri severnom okraji gemerika takmer v súvislom pásme od Dankovej (JZ od Stratenej) po Myslavu pri Košiciach, s prerušením (na povrchu) v okolí Galmusu. Rozšírenie krompašskej skupiny závisí od hrúbky horninových sekvencií, štýlu tektonickej stavby a úrovne erozívneho zrezu. Šírka sa pohybuje od 0,2 do 5 km.

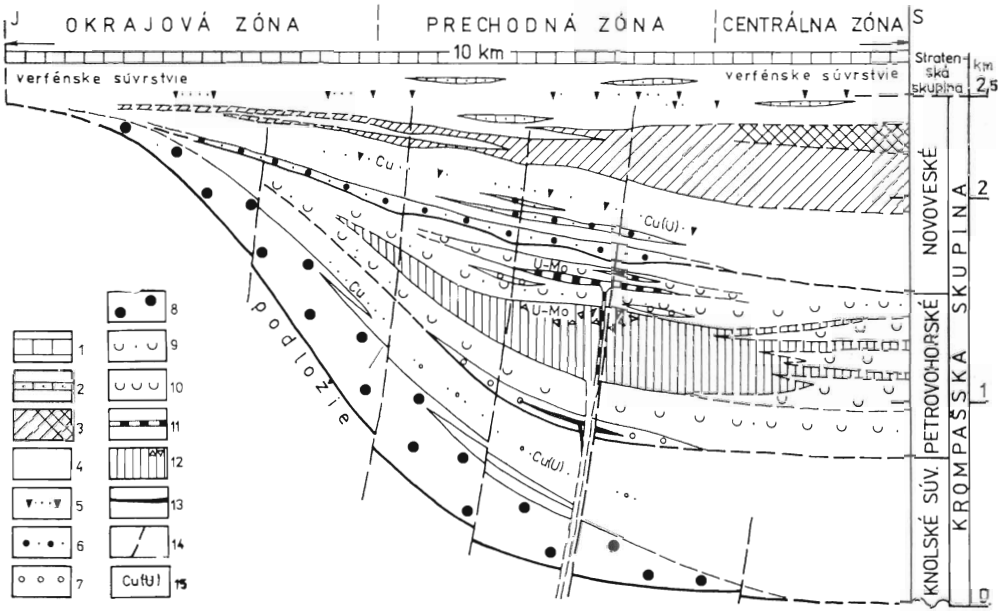
Krompašská skupina leží primárne diskordantne na zvrásnenom podloží (dobšinská a rakovecká skupina). Vrchná hranica skupiny (novoveského súvrstvia) so spodným triasom je pozvoľná a doteraz nie je paleontologicky určená.

Súhlasne s Bajaníkom (1981) členíme krompašskú skupinu od podložia do nadložia na tri oblastné litostratigrafické jednotky nižšieho rádu: knolské súvrstvie, petrovohorské súvrstvie a novoveské súvrstvie. Tie ďalej členíme na tieto oblastné litostratigrafické jednotky nižšieho rádu (obr. 1): knolské súvrstvie: muránske zlepence, markušovské pieskovce, slivnícky horizont;petrovohorské súvrstvie: čiernohorské zlepence, hutiansky vulkanický komplex, grúnsky vulkanicko-sedimentárny komplex, malomuránske vrstvy; novoveské súvrstvie: strážanské vrstvy, vojtechovský horizont, bielovodské vrstvy.

Litostratigrafické schémy časti severogemerického permu podali v minulosti viacerí autori (Maheľ, 1953; Ivanov, 1957; Biely, 1956; Žukov, 1963; Drnzík — Hudáček, 1963; Bajaník, 1965; Novotný — Rojkovič, 1979; Rojkovič — Novotný, 1981; Novotný — Miháľ, 1981). Väčšina rozlišovala od podložia tri súvrstvia (formácie): bazálne (terigénne), efuzívno-sedimentárne a sadrovcové (terigénno-lagunárne).

Litologická charakteristika: V knolskom súvrství je prevaha sedimentov terigénneho pôvodu, hlavne zlepencov (brekcií), menej pieskovcov a aleurolitov.

Petrovohorské súvrstvie sa vyznačuje rôznym, v niektorých oblastiach až prevládajúcim podielom vulkanoklastického materiálu v sedimentoch, prítomnosťou tufov a aglomerátov. V okrajovej zóne sedimentačného priestoru ubúda vulkanoklastickej zložky a vulkanitov. V prechodnej zóne je značný podiel vulkanitov, v prevahe intermediárneho typu (dacit, andezit), menej vulkanitov acidného typu a v malej miere bázického typu. Smerom do centrálnej zóny ubúda vulkanitov na úkor sedimentov s rôznym podielom vulkanoklastického materiálu. Zlepencové horizonty v petrovohorskom súvrství majú lokálny význam, z nich najvýznamnejší je na báze súvrstvia (čiernohorské zlepence) v západnej časti krompašskej skupiny. Sú v ňom telesá bazaltu.



Obr. 2. Model vývoja permu severného gemerika v transverzálnom smere (Mihál, 1985). 1 — karbonáty (trias), 2 — bunkovité karbonáty (rauwaky), 3 — sírany, kamenná soľ (a brekcie), 4 — bridlice, pieskovce, 5 — kremeňové pieskovce, 6 — polymiktné strážanské zlepence, 7 — oligomiktné zlepence, 8 — polymiktné zlepence — muránske, 9 — sedimenty s rôznym podielom vulkanoklastického materiálu, 10 — vulkanoklastiká, 11 — ryolity, 12 — dacit, andezit a brekcia, 13 — bazalt, 14 — synchrónne zlomové zóny, 15 — rudná mineralizácia v horizontoch a komplexoch

Fig. 2. Model of the North Gemericum Permian development in the transversal direction (Mihál, 1985). 1 — carbonates (Triassic), 2 — cell carbonates (rauwackes), 3 — sulphates, halite (and breccias), 4 — shales, sandstones, 5 — quartz sandstones, 6 — polymict Strážanský kopec conglomerates, 7 — oligomict conglomerates, 8 — polymict conglomerates — the Muráň type, 9 — sediments with different content of volcano-clastic material, 10 — volcanoclastics, 11 — rhyolites, 12 — dacites, andesites and breccias, 13 — basalt, 14 — synchronic fault zones, 15 — ore mineralization in horizons and complexes

Spodnú časť novoveského súvrstvia, strážanské vrstvy, tvoria klastogénne sedimenty terigénneho pôvodu, predovšetkým polohy polymiktných zlepencov strážanského typu s obliakmi ryolitov, pieskovcov až aleurolitov. Pre vrchnú časť súvrstvia, bielovodské vrstvy, sú typické jemnozrnité sedimenty, pieskovce až bridlice s rôznym zastúpením síranov a kamennej soli v podobe brekcií a čistých polôh anhydritu a sadrovca. V nadloží sú časté polohy bunkovitých karbonátov (rauwaky). Nevýrazné polohy kremeňových pieskovcov v závere bielovodských vrstiev môžu naznačovať litofaciálny prechod do sedimentov spodného triasu stratenskej skupiny.

Hrúbka: Je premenlivá, závisí od pozície horninových sekvencií v pôvodnom sedimentačnom priestore. V okrajovej zóne (priestor Závadka — Rudňany — podložie Galmusu) je hrúbka od 100—200 m do 1000 m. V prechodnej zóne sedimen-

tačného priestoru (Stratená, široké okolie Novoveskej Huty, Krompachy — Petrova hora, Košické Hámre — Jahodná) sa hrúbka pohybuje od 1000 do 2000 m, výnimočne do 2500 m (Novoveská Huta). Do centrálnej zóny (severne od Novoveskej Huty, vrty SM-1,2) vzrastá hrúbka krompašskej skupiny na viac ako 2000—2500 m.

Rozdielna hrúbka v rôznych úsekoch krompašskej skupiny je odrazom vzniku horninových sekvencií v rôznych zónach sedimentačného priestoru (obr. 2).

Vek: Zaradenie krompašskej skupiny do permu bolo skôr určované na základe litofaciálnej paralelizácie a superpozície medzi paleontologicky preukázaným vrchným karbónom a spodným triasom (Maheľ — Vozár, 1971).

V súčasnosti je vek skupiny čiastočne podložený paleontologicky nálezmi flóry (Háber — Sitár — Novotný, 1986) z okolia Novoveskej Huty a palinologicky z okolia Košickej Belej (Planderová in Václav, 1980) a Novoveskej Huty (Planderová, 1984, ústna informácia). Význam majú aj početné údaje veku uránovej mineralizácie na základe izotopových analýz (Archangeľskij — Daniel in Novotný — Miháľ, 1982) z petrovohorského súvrstvia ktoré s určitou toleranciou datujú súvrstvie do vrchnej časti permu.

Nálezy permskej makroflóry (Háber et al., 1986) v zlepencoch strážanských vrstiev a z vojtechovského horizontu ukazujú, že strážanské vrstvy patria permu. Palinologické určenia z okolia Košickej Belej (Planderová in Václav, 1980) datujú novoveské súvrstvie do vrchného permu. V okolí Novoveskej Huty podľa palinologických určení (Planderová, 1984, ústna informácia) patrí najvrchnejšia časť knolského súvrstvia do saxónu, s malou možnosťou až türingu, spodná časť petrovohorského súvrstvia do saxónu a vrchná časť do saxónu — türingu, skôr s inklináciou k türingu.

Podľa toho je pravdepodobné, že knolské súvrstvie patrí do autunu až saxónu, petrovohorské súvrstvie do saxónu až nižšej časti türingu a novoveské súvrstvie, aspoň jeho spodná časť, do türingu. Predložené zaradenie súvrství sme oproti pôvodnému zaradeniu Bajaníka (1981) a iných autorov (Vozárová, 1982) upresnili.

Vek vrchnej časti novoveského súvrstvia, bielovodských vrstiev, je doložený len z jednej vzorky (vrt pri Košickej Belej) a podľa Planderovej (in Václav, 1980) „je pravdepodobné, že sedimenty z vrtu KBV-2 (84 m) patria do vrchnejšej časti vrchného permu". Prvú spodnotriasovú faunu (*Claraia clarai* Emmrich) zistil (Maheľ — Vozár, 1971) vrt SM-1 asi 90 m nad najvyššou polohou anhydritu bielovodských vrstiev. Až väčší počet zistení a určení fosílií môže stanoviť nadložnú hranicu krompašskej skupiny. Konvencionálne rozhranie perm — trias kladieme medzi najvrchnejšiu polohu síranov a prvý výskyt fauny spodného triasu.

Sedimentačné prostredie: Zmenené paleogeografické podmienky, ako odozva astúrskej fázy na rozhraní karbónu a permu, limitovali charakter sedimentačného prostredia. Sedimentácia mala v prevahe kontinentálny charakter, ktorý bol len lokálne subaerický, väčšinou však subakvatický (fluviálny, deltový, limnický), v závere sedimentácie s postupným prechodom do kontinentálno-lagunárneho až lagunárneho (ingresia mora) charakteru. Erózia a transport prebiehali v aridnej klíme, sedimentácia v oxidačných, menej v redukčných podmienkach (petrovohorské súvrstvie).

Sedimentačná panva sa v závislosti od vývoja a mocnosti litofácií, vulkanizmu a vzrastajúcej subsidencie do centra panvy člení na okrajovú, prechodnú a centrálnu zónu (obr. 2). V tomto poradí vzrastala mocnosť sekvencií a menila sa

ich náplň. Sálska fáza sa prejavila najmä v prechodnej zóne, v petrovohorskom súvrství, vznikom čiastkových pozdĺžnych a priečnych depresií a elevácií pozdĺž mobilných variských zlomových zón, s ktorými bola spätá aj vulkanická a zrudňovacia činnosť. Transport klastík prebiehal z čiastkových elevácií a z priliehajúceho kontinentu. Sedimentáciu v petrovohorskom súvrství silne ovplyvnila vulkanická činnosť. V novoveskom súvrství dominovali pozdĺžne subsidenčné zóny s väčšou hrúbkou niektorých litofácií.

Knolské súvrstvie

Názov súvrstvia: Podľa vrchu Veľká Knola (1265,6 m) 3 km na SV od Mlynkov.

Rozdelenie: Knolské súvrstvie členíme na dve oblastné litostratigrafické jednotky — členy tretieho rádu. Spodnú časť súvrstvia tvoria muránske zlepence, vrchnú časť markušovské pieskovce. Obidva členy sú vertikálne spojené litofaciálnym prechodom a tvoria jeden ucelený sedimentárny mezocyklus.

Muránske zlepence

Názov: Je odvodený od kóty Muráň (1259,7 m) 4 km na JZ od Novoveskej Huty.

Stratotypový profil: Platí Bajaníkov (1981) typový profil pre knolské súvrstvie, ktorý muránske zlepence považoval za jediného reprezentanta súvrstvia. Typicky sú vyvinuté v profile: Mestský les — Veľká Knola — Muráň.

Rozšírenie: Muránske zlepence sú rozšírené takmer v celej dĺžke knolského súvrstvia. Až na malé výnimky chýbajú na JV od Jakloviec (pravdepodobne v dôsledku tektonickej redukcie). Sú vyvinuté v okrajovej a prechodnej zóne sedimentačného priestoru.

Litologická charakteristika: V uvedenom profile sú typicky vyvinuté a litofaciálne v celom profile spracované (Bajaník, 1965). Sú zložené z pestrých, väčšinou sivofialových polymiktných zlepencov, stredno a drobnozrnitých. Na zložení obliakov sa podieľa asi 15 horninových typov (l. c.), z ktorých len fialový kvarcit a kremeň majú regionálne rozšírenie. V spodných častiach zlepencov, ako odraz podložia, sa častejšie vyskytujú úlomky hornín z rakoveckej skupiny, väčšinou s absenciou kremeňa. Zastúpené sú obliaky s oválnym až angulárnym zaoblením — zlepence lokálne prechádzajú do sedimentárnych brekcií. Tmel je v nižších častiach prevažne pórový a drobový, vyššie hlavne bazálny, jemnozrnitý a piesčitý. Pomerne časté sú tenké vložky stredno a hrubozrnitých drobových pieskovcov. V priestore Trubačovca až Bindtu sa vo vrchnej časti muránskych zlepencov nachádzajú svetlozelené drobnozrnité zlepence s častým pyritom v tmeli. Zlepence sú lokálne (Mlynky — Kráľov vrch) silne stlačené a majú plošne paralelnú textúru. Smerom do nadložia sa postupne zmenšuje ich zrnitosť a častejšie sa vyskytujú polohy psamitov s prechodom do markušovských pieskovcov.

Hrúbka muránskych zlepencov je veľmi variabilná, od 50 m (Galmus) do 500 m (Muráň), čo je podmienené hlavne pozíciou lokalít v okrajovej až prechodnej zóne sedimentačného priestoru. Do centrálnej zóny pravdepodobne laterálne prechádzajú do psamitických litofácií. V západnej časti ich rozšírenia dosahujú väčšiu hrúbku ako vo východnej.

Vek muránskych zlepencov nie je paleontologicky doložený. Podľa vzťahov k podložiu a nadložiu možno predpokladať ich priradenie k autunu.

Markušovské pieskovce

Názov: Je odvodený od Markušovskej

doliny, ktorá prebieha od Závadky až po južný okraj Markušoviec.

Lektostratotypový profil: Od rozdvojenia Markušovskej doliny (od kóty 576,3 m) hore svahom na SV po kótu 680,0 m.

Rozšírenie: Markušovské pieskovce ležia v nadloží muránskych zlepencov, z ktorých sa plynule vyvíjajú. Sú rozšírené v celej dĺžke priebehu knolského súvrstvia. Prví ich vyčlenili Drnzík — Hudáček (1963) ako polohy drôb, drobových bridlíc, pieskovcov a šedofialových aleurolitov. Markušovské pieskovce tvoria samostatný a všeobecne rozšírený člen knolského súvrstvia.

Litologická charakteristika: Tvoria ich väčšinou jemno a strednozrnité drobové pieskovce a pieskovce často s jemným a rozptýleným muskovitom. Sú fialovej a šedofialovej, zriedka zelenej farby. Ojedinele obsahujú drobné konkrécie hnedastých Fe dolomitov. Sú masívne, väčšinou s nezreteľným zvrstvením. Vo vrchných vrstvách prevládajú fialové aleurolity s častými konkréciami až vrstvičkami Fe dolomitu. Aleurolity sa miestami vyznačujú výrazným zvrstvením (rovnobežné, zvlnené, šikmé).

V spodnej časti (50—70 m nad bázou) markušovských pieskovcov vyčleňujeme *slivnícky horizont*. Je to horizont laterálne nepravidelne rozšírený, šošovkovitého vývinu, tvorený zelenými až zelenosivými aleurolitmi, pieskovcami a kremeňovými až oligomiktnými, drobnozrnitými zlepencami. Časté je pozitívne gradačné, laminované a šikmé zvrstvenie. Typickým znakom horizontu je obsah sulfidickej Cu mineralizácie, zriedka aj U minerálov. Horizont je 1—5 m hrubý, typický je slivnícky horizont vyvinutý na lokalite Slivníky (odkryvy a banské prieskumné práce) v lektostratotypovom profile pre markušovské vrstvy. Inými preskúmanými výskytmi sú: vrty RB-3, 4 severne od Závadky, Trubačovec — Šafárka, vrt 903 — Novoveská Huta, Dubie pri Krompachoch a iné.

Hrúbka: Okrem oblasti Galmusu, kde sa pieskovce vyvinuli rudimentárne, až chýbajú, je stabilná v rozpätí 150—300 m.

Vek: Podľa palinologického určenia z jednej vzorky (Novoveská Huta — vrt 860, 1954—1956 m) patria vrstvy do saxónu (Planderová, 1984, ústna informácia), s malou možnosťou až do türingu.

Sedimentačné prostredie knolského súvrstvia: Je kontinentálne, subaerické a postupne subakvatické. Muránske zlepence sú pravdepodobne fanglomerátovou a fluviálnou litofáciou. Markušovské pieskovce sú produktom fluviálneho a limnického režimu, v závere so znečistenou karbonátovou sedimentáciou.

Petrovohorské súvrstvie

Názov: Podľa vrchu Petrova hora (608,0 m) 3,5 km na V od Krompách.

Stratotypové profily: S ohľadom na veľkú litologickú variabilnosť petrovohorského súvrstvia dopĺňame pôvodný typový (holostratotyp) profil o analogické profily — hypostratotypy pri Krompachoch, Novoveskej Hute a Stratenej.

Holostratotypový profil (pôvodný typový profil, Bajaník, 1981): Oblasť Petrovej hory (východné svahy, zárez cesty v doline Záhora). Zárez cesty odkrýva v dĺžke asi 200 m petrovohorské súvrstvie. Sú tu zastúpené základné fácie spracované litofaciálne, petrograficky a petrochemicky.

Hypostratotypový profil pri Krompachoch: Z kóty Benkovo uhlisko (691,9 m) na západ do doliny Rina a v celej jej dĺžke z juhu na sever až po východný okraj Krompách. Profil sa začína v spodnej časti novoveského súvrstvia a ďalej prebieha (od nadložia do podložia) cez celé petrovohorské súvrstvie v častých odkryvoch.

Hypostratotypový profil pri Novoveskej Hute: Nachádza sa na JZ svahu kóty Malý

Muráň (961,0 m). Profil prebieha od JZ na SV po novej lesnej ceste na vrstevnici približne 925 m. Začína v knolskom súvrství, pokračuje cez celé petrovohorské do novoveského súvrstvia (Malý Muráň) s výskytom odkryvov. Ideálne profily sú v banských chodbách jamy č. 3 (III. a IX. obzor) a v štôlni č. 30 (hlavný prekop a sledná chodba H-6-31).

Hypostratotypový profil pri Stratenej: Profil sa nachádza na JZ od Stratenej, na severných až SSZ svahoch kóty Čierna hora (1152,1 m). Vo vzdialenosti 0,7—1 km od tejto kóty prebieha pozdĺž vrstevnice asi 1000—1025 m nová lesná cesta (časté odkryvy), ktorá niekoľkokrát prechádza cez petrovohorské súvrstvie a spodnú časť novoveského súvrstvia.

Hypostratotypové profily platia aj pre vyčlenené oblastné jednotky tretieho rádu v rámci petrovohorského súvrstvia.

Rozšírenie a rozdelenie: Petrovohorské súvrstvie je vyvinuté v celej dĺžke vývinu krompašskej skupiny okrem rudimentárneho vývinu až jeho chýbania v priestore Galmusu a v dôsledku tektonickej redukcie chýba aj medzi Jaklovcami a Košickými Hámrami. Najväčšie plošné rozšírenie má pri Novoveskej Hute, Krompachoch — Petrovej hore, Stratenej a Košických Hámroch — Jahodnej. Tieto lokality patria do prechodnej zóny sedimentačného priestoru. Smerom do centrálnej zóny (vrt SM-2) ubúda vulkanitov na úkor sedimentov s vulkanoklastickou zložkou.

V prechodnej zóne vývinu petrovohorského súvrstvia vyčleňujeme 4 oblastné litostratigrafické jednotky tretieho rádu (od podložia do nadložia): čiernohorské zlepence, hutiansky vulkanický komplex, grúnsky vulkanicko-sedimentárny komplex, malomuránske vrstvy.

Čiernohorské zlepence

Názov: Je odvodený od kóty Čierna hora (1152,1 m) 3,5 km na JJZ od Stratenej.

Rozšírenie: Sú zastúpené v hypostratotypových profiloch pri Stratenej a Novoveskej Hute. Tvoria bazálny člen petrovohorského súvrstvia v západnej časti vývinu súvrstvia od Dankovej cez Novoveskú Hutu do priestoru medzi Závadkou a Markušovskou dolinou. Východne od Galmusu sa nezistili. V priečnom profile sú ich výskyty známe v rámci prechodnej zóny sedimentačného priestoru.

Litologická charakteristika: Čiernohorské zlepence pozostávajú z 2 litologických typov (Novotný — Mihál', 1982): 1. z drobnozrnitých polymiktných prevažne šedofialových zlepencov, 2. z drobnozrnitých oligomiktných sivozelených zlepencov. Hranica čiernohorských zlepencov oproti podložiu je ostrá, do nadložia je rýchly gradačný prechod do psamitických sedimentov *(spodné prechodné vrstvy)*, prípadne na zlepencoch leží hutiansky vulkanický komplex.

Zlepence prvého typu majú lokálne rozšírenie v okolí Novoveskej Huty a na V od nej a vystupujú v spodnej časti vrstiev čiernohorských zlepencov, prípadne sa laterálne zastupujú so zlepencami druhého typu. Obliaky zlepencov tvorí kremeň (30—40 %), kremence (20 %), pieskovce, aleurolity a fylity (40 %). Stupeň zaoblenia je nízky, prevláda angulárny a subangulárny typ. Základná hmota je piesčitá, drobová, pórová až bazálna.

Zlepence druhého typu majú regionálne rozšírenie a vystupujú väčšinou ako jediný reprezentant čiernohorských zlepencov. Obliaky majú subangulárne (nestabilné horniny) až oválne a dokonale oválne (kremence) zaoblenie. Tvorí ich kremeň (44,6 %), kremence a kremenité pieskovce (52,4 %), aleurolity a pieskovce (3 %). Oproti zlepencom prvého typu (50—60 %) majú vysoký podiel stabilných hornín (97 %). Základná hmota je jemno až hrubopiesčitá, pórová až bazálna. Miestami

nadobúda prevahu a zlepence prechádzajú do zlepencovitých pieskovcov, lokálne do slabších polôh pieskovcov. Zlepence druhého typu sú výraznejšie zvrstvené.

V regionálne rozšírenom druhom type čiernohorských zlepencov (v spodnej časti vrstiev) sa nachádza konkordantne uložené 5—15 m hrubé nesúvislé teleso jemnozrnitých a mandľovcových silne premenených bazaltov (Gregorovič — Novotný, 1982). Zistili sa len v prechodnej zóne sedimentačného priestoru v pásme širokom 0,5—2 km, ale dlhom 15 km (od Čiernej hory do Novoveskej Huty). Sú produktom prvej vulkanickej fázy.

Hrúbka: Kolíše od 10 do 200 m (Novoveská Huta), väčšinou dosahuje 40—80 m, avšak smerom do centrálnej zóny čiernohorské zlepence pravdepodobne vykliňujú.

Vek: Nie je paleontologicky doložený. Podľa vzťahov k podložiu a nadložiu je možné zaradiť ich do spodných častí saxónu.

V oblasti Čiernej hory (Stratená) leží hutiansky vulkanický komplex priamo na čiernohorských zlepencoch. Smerom na východ sú medzi týmito členmi *spodné prechodné vrstvy*, ktoré s ohľadom na ich nerovnomerné rozšírenie a rôznorodý litologický obsah považujeme za neformálnu jednotku. Väčšinou ich tvoria fialové aleurolity a jemnozrnité drobové pieskovce s vrstvičkami a konkréciami Fe dolomitu. Medzi nimi a čiernohorskými zlepencami sa lokálne vyskytujú polohy acidných tufitov až tufov. V oblasti Novoveskej Huty sú spodné prechodné vrstvy do 100 m hrubé a východne od Galmusu vzrastá ich hrúbka na 100—300 m (Košická Belá). Keďže tu sa čiernohorské zlepence zatiaľ nezistili, môže časť týchto vrstiev patriť aj markušovským pieskovcom. Podľa palinologického určenia z jednej vzorky (Novoveská Huta, vrt 859—1396,1 m) patria tieto vrstvy do saxónu (Planderová, 1984, ústna informácia).

Hutiansky vulkanický komplex

Názov: Je odvodený od Novoveskej Huty, časti Spišskej Novej Vsi.

Rozšírenie: Zachytil sa vo všetkých hypostratotypových profiloch. Priebežne sa zistil v celej dĺžke vývinu petrovohorského súvrstvia a predstavuje jeho najvýznamnejší korelačný člen. Najväčšie rozšírenie má v prechodnej zóne permského sedimentačného priestoru, menšie v centrálnej a lokálne zasahuje do okrajovej zóny.

Litologická charakteristika: Podrobnú petrografickú charakteristiku hornín komplexu podala vo východnej časti Vozárová (in Václav — Vozárová, 1978) a v západnej časti spolu s predstavou o charaktere vulkanizmu a súvisiacich premenách Gregorovič (1979, 1981).

Vulkanity hutianskeho vulkanického komplexu tvoria najrozšírenejší magmatický produkt v petrovohorskom súvrství a súvisia s druhou vulkanickou fázou. Vulkanity komplexu vznikli pozdĺž varisky aktívnych tektonických zón. Prevládajú dacity a andezity. Makroskopicky sú to horniny zelenej, sivozelenej, sivej až sivofialovej farby, jemnozrnité, masívne, často húževnaté, ale v tektonicky postihnutých úsekoch aj výrazne zbridličnatené. V zložení hornín prevláda (do 50 %) plagioklas (oligoklas), premenlivé je množstvo ortoklasu (0—15 %) a kremeňa (5—10 %). Bázickejšie typy (do 60 % SiO_2) sa priraďujú k andezitom, acidnejšie typy (nad 61 % SiO_2) s výrastlicami kremeňa k dacitom (podrobná charakteristika v literatúre l. c.).

V lokálnych úsekoch (Novoveská Huta) sú medzi polohami dacitov a andezitov aj mocné zóny brekcií s postvulkanickými premenami a U-Mo zrudnením (zrudnenie aj v efuzívnych horninách). Pyroklastiká sa vyskytujú zriedkavo a sú len lokálne rozšírené (obr. 1, stĺpec B).

V prechodnej zóne v druhej vulkanickej fáze (Gregorovič, l. c.) prevládali výlevy nad vulkanoklasticko-efuzívnymi (tufolávy) a extruzívnymi produktmi. Ryolitové extrúzie malého rozsahu predstavovali záver druhej vulkanickej fázy.

Hrúbka: Mení sa od 50 m do 350 m.

V priestore Galmusu sú vulkanity známe len v jeho severnej časti. V oblasti Petrovej hory ich v nadloží sprevádzajú aglomeráty hrúbky 50—200 m. Pri Novoveskej Hute dosahujú hrúbku až do 350 m s ich výrazným nakopením v pozdĺžnom smere.

Vek: Podľa pozície v petrovohorskom súvrství ich možno zaradiť do saxónu. Podľa izotopových analýz uránovej mineralizácie (Archangeľskij — Daniel in Novotný — Mihaľ, 1982) viazanej na tieto vulkanity je jej primárne formovanie stanovené na 240 ± 40 mil. rokov.

V oblasti Krompách — Petrovej hory (obr. 1, stĺpec B) hutiansky vulkanický komplex a aglomeráty nadväzujú do nadložia priamo na grúnsky vulkanicko-sedimentárny komplex. V ďalších oblastiach sa medzi týmito komplexmi vyvinuli *vrchné prechodné vrstvy,* ktoré považujeme za neformálnu jednotku (obr. 1). Vrchné prechodné vrstvy sú v oblasti Košickej Belej — Jahodnej reprezentované fialovými aleurolitmi až pieskovcami s malým výskytom konkrécií Fe dolomitu. Výnimočné sú tenké polohy polymiktných zlepencov.

V západnej časti tvoria tieto vrstvy šedofialové drobové pieskovce, tufitické drobové pieskovce a droby, menej acidné tufity, vzácne tufy rôznej zrnitosti. V menšom zastúpení sú aleurolity s konkréciami a vrstvičkami Fe dolomitu. Lokálne (Novoveská Huta, Čierna hora) sú prítomné intraformačné, drobnozrnité polymiktné zlepence v 1—3 nepriebežných 2—15 m hrubých polohách. Osobitný vývoj je v širšom okolí Novoveskej Huty, kde v spodnej časti vrchných prechodných vrstiev vystupujú tzv. *oligomiktné vrstvy* (hrúbka do 100 m) svetlozelených oligomiktných (kremeňových) zlepencov, pieskovcov, acidných tufov a tufitov s hojným synsedimentárnym pyritom. Ležia priamo na hutianskom vulkanickom komplexe.

Hrúbka vrchných prechodných vrstiev je 100—200 m, výnimočne 30—50 m (Markušovská dolina), resp. 300 m (Čierna hora — Stratená). Vek nie je paleontologicky doložený.

Grúnsky vulkanicko-sedimentárny komplex

Názov je odvodený od kóty Pátrov grúň (1150,8 m) 2,5 km na JJZ od Stratenej.

Rozšírenie: Horniny komplexu sa zachytili vo všetkých hypostratotypových profiloch takmer v celej dĺžke petrovohorského súvrstvia a tvoria významný litologický korelačný člen. V okrajovej zóne sedimentačného priestoru (Galmus, Markušovská dolina) majú rudimentárny vývoj, až chýbajú. V prechodnej zóne majú litologicky veľmi pestrú náplň. V centrálnej zóne (vrt SM-2) opísal Vozár (in Maheľ — Vozár, 1971) mohutný vulkanicko-sedimentárny komplex s ryolitmi. Podľa silikátových analýz (l. c.) okrem ryolitov sú tu prítomné aj bázickejšie členy (54,08—56,78 % SiO_2).

Litologická charakteristika: Petrografickú charakteristiku hornín komplexu, hlavne acidných vulkanitov, ale aj s nimi spojené zrudnenie, podrobne spracoval najmä Ivanov (1957), Rojkovič (1964, 1969), Rojkovič — Vozár (1972), Vozárová (in Václav — Vozárová, 1978) a Gregorovič (1979, 1981).

Acidné vulkanity sú zastúpené hlavne ryolitmi až albitizovanými ryolitmi. Výnimočné sú žilné formy vulkanitov. Sú prejavom tretej vulkanickej fázy a výlevné telesá vystupujú obyčajne na báze komplexu, výnimočne vyššie. Tvoria ploché, nesúvislé telesá väčšinou malej hrúbky (1—30 m). V nadloží ich sprevádzajú popolové a pieskové tufy (tufity) a aglomeráty (bombové, lapilové), ktoré laterálne prechádzajú do vulkanicko-sedimentárnych brekcií s premenlivým podielom vulkanického a terigénneho materiálu. V oblasti Novoveskej Huty často obsahujú aj útržky z podložného hutianskeho vulkanického komplexu. V týchto sedimentoch sú bežné sírniky (pyrit, chalkopyrit) a U-Mo mineralizácia.

Hrúbka: V prechodnej zóne je 100—150 m, v oblasti Novoveskej Huty 10—120 m. V okrajovej zóne (Markušovská dolina, Galmus) sú horniny komplexu zastúpené rudimentárne, alebo chýbajú.

Vek: Podľa palinologického určenia (Novoveská Huta, vrt 860 — 45 m) spa-

dajú do saxónu — türingu, skôr s inklináciou k türingu. Podľa izotopových analýz U mineralizácie (Archangeľskij — Daniel in Novotný — Mihál, 1982) viazanej na tento komplex je jej primárne formovanie určené na 200 ± 30 mil. rokov (značný posun do triasu).

V nadloží grúnskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu medzi Novoveskou Hutou a Havraňou dolinou vystupujú v úzkom pozdĺžnom pásme (0,5—1 km) *rybnícke vrstvy* (obr. 1, vrstvy 8), ktoré s ohľadom na ich obmedzené rozšírenie (sú zistené len vo vrtoch) považujeme za neformálnu jednotku. Sú to šedofialové zlepence, v prevahe oligomiktné a drobnozrnité, s prechodmi do pieskovcov. Zlepence s vysokým stupňom zaoblenia sa vyznačujú osobitným zložením. 37,5—100 % obliakov tvoria albitizované dacity a ryolity, zvyšok tvorí kremeň, tufy, pieskovce, aleurolity a fylity. Hrúbka vrstiev je do 100 m.

Malomuránske vrstvy

Názov: Je odvodený od kóty Malý Muráň (961,0 m) západne od Novoveskej Huty.

Rozšírenie: Sú zachytené vo všetkých hypostratotypových profiloch. Tvoria najvrchnejší člen petrovohorského súvrstvia a sú rozšírené v celej jeho dĺžke. V okrajovej a prechodnej zóne sedimentačného priestoru sú v ich nadloží strážanské zlepence, ktoré tvoria bázu novoveského súvrstvia. V centrálnej zóne, s ohľadom na absenciu týchto zlepencov, prechádzajú vertikálne do jemnozrnitých sedimentov novoveského súvrstvia.

Litologická charakteristika: Prevládajú fialové bridlice a aleurolity, len podradne sa vyskytujú jemnozrnité drobové pieskovce. Typickým znakom je rôzny podiel Fe dolomitu v tmeli bridlíc a aleurolitov. Väčšinou svetlohnedý Fe dolomit tvorí často laminy až polohy (do 1 m) s rôznou prímesou klastického materiálu. Menej časté sú drobné zhluky až konkrécie Fe dolomitu lemované chloritom, ktorý tvorí aj samostatné zhluky (do 5 mm). V bridliciach, aleurolitoch, laminách až polohách Fe dolomitov sú často výrazné textúry zvrstvenia (rovnobežné, konvolutné), bioturbačné znaky a výskyty endostratických brekcií. Osobitnou litofáciou sú ojedinelé slabšie polohy tmavošedých aleurolitov až pieskovcov, ktoré vystupujú vo vrchných častiach malomuránskych vrstiev.

Hrúbka: Vrstvy sú 50—100 m hrubé, ale v oblasti Košických Hámrov — Košickej Belej kolíše hrúbka medzi 10—80 m, v okolí Novoveskej Huty až medzi 10—300 m. Malá hrúbka niektorých vrstiev (Novoveská Huta) je výsledkom erozívneho zrezu týchto vrstiev nadložnými strážanskými zlepencami.

Vek: Paleontologicky nie je doložený. Podľa vzťahov k podložiu a nadložiu je pravdepodobné, že malomuránske vrstvy môžu patriť vrchnej časti saxónu, prípadne až türingu.

Sedimentačné prostredie petrovohorského súvrstvia, vývoj litofácií a zastúpenie produktov vulkanizmu ovplyvnila hlavne tektonická mobilita (sálska fáza) denudačného a sedimentačného priestoru. Maximálny rozvoj sekvencií (subsidencia a vulkanická aktivita) prebiehal v prechodnej zóne (obr. 2) sedimentačného priestoru v pásme pozdĺžnych aktivizovaných variských zlomov. V okrajovej zóne má petrovohorské súvrstvie rudimentárny vývin, až chýba (južná časť Galmusu). Smerom do centrálnej zóny ubúda vulkanitov na úkor vulkanoklastík (vrt SM-2). Tu tiež predpokladáme vyznievanie všetkých polôh psefitov a ich laterálny prechod do psamitických a pelitických litofácií.

Sedimentácia a vulkanizmus prebiehali v kontinentálnom, v prevahe subakvatickom, len lokálne v subaerickom prostredí za oxidačných, menej redukčných podmienok.

Čiernohorské zlepence sú fluviálnou fáciou s možným prechodom do deltovej fácie. Intraformačné telesá bazaltov vzni-

kali v uvedenom prostredí. Hutiansky vulkanický komplex a súvisiace podložné a nadložné sedimentárne sekvencie sa akumulovali (až na výnimky — Petrova hora) v subakvatickom (limnickom) prostredí. Rovnaké znaky má aj grúnsky vulkanicko-sedimentárny komplex, i keď sa tu dá častejšie pozorovať akumulácia v subaerickom prostredí (čiastkové elevácie). Rybnícke vrstvy (zlepence) sú výraznou fluviálnou litofáciou v pozdĺžnej depresii (žľabe). Ukončenie sedimentácie petrovohorského súvrstvia, malomuránske vrstvy, majú všetky znaky limnickej litofácie s náznakmi prechodu do karbonátovej sedimentácie.

Transport klastík v súvrství bol v prevahe transverzálny. Akumulácia sedimentov prebiehala v čiastkových priečnych depresiách, hlavne však (spolu s vulkanitmi a vulkanoklastikami) v pozdĺžnych subsidujúcich zónach.

Novoveské súvrstvie

Názov: Podľa Novoveskej Huty, časti Spišskej Novej Vsi.

Neostratotypový profil: Profil začína 3,5 km západne od Novoveskej Huty v doline potoka Dubnica. Pokračuje na sever hore svahom cez kóty 845,0 m a 871,7 m ku kóte 924,1 m (JV od kóty Dubnica, 990,3 m). Profil začína v bazálnych strážanských zlepencoch súvrstvia (odkryvy) a pokračuje cez strážanské a bielovodské vrstvy do karbonátov stredného triasu stratenskej skupiny.

Pôvodný typový profil (Bajaník, 1981) — Strážanský kopec (898,2 m) — Novoveská Huta nevyhovuje z týchto príčin: 1. Profil prebieha cez zovretú a prevrátenú antiklinálu, v dôsledku čoho je tu väčšia časť sekvencií súvrstvia zdvojená. 2. V pripovrchovom ramene antiklinály sa zachovala len časť súvrstvia. 3. Typový profil je v rozpore so znázornením v mape (Bajaník et al., 1984) Slovenského rudohoria (východná časť), v ktorej je Strážanský kopec zahrnutý do spodného triasu.

Rozšírenie a rozdelenie: Súvrstvie je rozšírené v celej dĺžke vývinu krompašskej skupiny so všetkými základnými horninovými sekvenciami. Najväčšie plošné rozšírenie má v širokom okolí Novoveskej Huty.

Novoveské súvrstvie členíme na dve oblastné litostratigrafické jednotky tretieho rádu. Spodnú časť súvrstvia tvoria strážanské vrstvy, vrchnú časť bielovodské vrstvy. Obidva členy sú vertikálne spojené plynulým faciálnym prechodom a tvoria jeden ucelený sedimentačný mezocyklus. Spodná hranica súvrstvia je na báze prvej polohy strážanských zlepencov. Vrchná hranica je so spodným triasom stratenskej skupiny konvenciónalna.

Strážanské vrstvy

Názov: Je odvodený od názvu Strážanský kopec (898,2 m) 0,7 km JZ od Novoveskej Huty.

Rozšírenie a rozdelenie: Horninové sledy týchto vrstiev sú zachytené v neostratotypovom profile novoveského súvrstvia. Okrem toho sú v neporušenom slede (tektonicky nezdvojené) aj na južných svahoch Strážanského kopca. Strážanské vrstvy majú v západnej časti väčšie rozšírenie ako vo východnej. V okrajovej časti sedimentačného priestoru majú redukovaný vývoj. Maximálny rozvoj horninových sekvencií je v prechodnej zóne s postupným vyznievaním strážanských zlepencov do centrálnej zóny. Výskyty strážanských vrstiev na povrchu patria prechodnej zóne, menej okrajovej zóne.

V spodných častiach strážanských vrstiev sa vyskytujú hlavne polohy polymiktných *strážanských zlepencov*, ktoré obsahujú obliaky ryolitov. Najspodnejšia poloha

týchto zlepencov leží erozívne na petrovohorskom súvrství. Podotýkame, že tento typ zlepencov (s obliakmi ryolitov) v novoveskom súvrství vystupuje len v tejto superpozícii v celom priebehu súvrstvia. Vrchnú časť vrstiev tvoria psamity, aleurolity a bridlice. Nad strážanskými zlepencami je vyvinutý vojtechovský horizont, ktorý má regionálne, ale nesúvislé rozšírenie. Vrchnú hranicu vrstiev kladieme na bázu prvého výskytu síranov, ktoré patria už nadložným bielovodským vrstvám.

Litologická charakteristika: Polymiktné strážanské zlepence tvoria bázu strážanských vrstiev. Počet (1—5) a celková hrúbka (z 15 m na 150—300 m) polôh zlepencov vzrastá do prechodnej zóny. Zlepence gradačne a laterálne prechádzajú do psamitov a aleurolitov.

Zloženie zlepencov podrobne opísal Adámek et al. (1965), Adámek (1967), Novotný — Miháľ (1982). Sú to šedofialové a fialové, drobno až strednozrnité polymiktné zlepence. Typické, ale nie štandardné sú v nich ryolity, ktoré pochádzajú z permského podložia (grúnskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu). Obliaky zlepencov (Novoveská Huta — 19 analýz, 1963 obliakov) obsahujú (Novotný — Miháľ, 1982): kremeň 35,5—71,5 %, kremenec 7,3—24,0 %, aleurolit 1,0—30,5 percenta, pieskovec 0—10,3 %, tufit 0—8,3 %, ryolit 0—15,0 %, fylit 0—17,8 %. Zastúpenie hlavných zložiek zlepencov je laterálne premenlivé. Zlepence sú zle vytriedené, obliaky majú subangulárne až oválne zaoblenie. Ryolity, ako typická zložka zlepencov, tvoria 1 cm až 10—20 cm úlomky s angulárnym až semioválnym zaoblením. Niektoré však pripomínajú hrance, čo svedčí o krátkom transporte. Zlepence majú pórovú, menej bazálnu základnú hmotu z jemno až hrubozrnitých drobových pieskovcov.

Medzi polohami zlepencov vystupujú fialové, hrubo až jemnozrnité drobové pieskovce až aleurolity. V jemných sedimentoch sú pomerne časté 5—20 cm veľké konkrécie Fe dolomitu so septáriami vyplnenými kalcitom.

Vo vrchnej časti strážanských vrstiev sú v prevahe fialové aleurolity, jemnozrnité pieskovce až drobové pieskovce s malými konkréciami a vrstvičkami Fe dolomitu. Pre záver vrstiev sú typické polohy zelených, jemno a strednozrnitých pieskovcov, lokálne kremeňových, s bežným muskovitom, význačným zvrstvením (rovnobežné, šikmé, krížové) a s bioturbačnými znakmi.

Vojtechovský horizont. Názov je odvodený od Vojtechovej osady (staré banské práce, haldy) 1,7 km na ZJZ od Novoveskej Huty. Je vyvinutý v strážanských vrstvách 50—100 m nad strážanskými zlepencami. Tvoria ho plošne malé, šošovkovité (hrúbka 1—10 m) polohy sivozelených pieskovcov s muskovitom a aleurolitmi, často s rovnobežným a šikmým zvrstvením. Horniny obsahujú pyrit, Cu sulfidy a lokálne U minerály. Vzácne obsahujú detrit zuhoľnatenej flóry a v jednom prípade (Novoveská Huta — vrt 863) ryolit (Gregorovič, 1987).

Hrúbka: 100—300 m, výnimočne až 850 m (Novoveská Huta). Jednotlivé polohy strážanských zlepencov majú hrúbku 5—150 m. Súhrnná hrúbka všetkých polôh (1—5) je veľmi variabilná. Z okrajovej zóny (Galmus, južne od Petrovej hory) z 15—50 m vzrastá v prechodnej zóne na 150—300 m. V centrálnej zóne zlepence prechádzajú do psamitických sedimentov (vrt SM-2).

Vek: Je paleontologicky určený. V prvej polohe strážanských zlepencov, ktorá leží (Novoveská Huta) na petrovohorskom súvrství, sa zistili (Sitár in Háber et al., 1986) odtlačky flóry podobnej druhu *Cordaites borassifolius* Stnbg. Vo vojtechovskom horizonte (Novoveská Huta — vrt 864) sú zistené zvyšky (l. c.) prekremene-

nej osi rodu Dadoxylon (skupina Cordaitopsida). V oboch prípadoch ide o vrchnopaleozoickú flóru. Z uvedeného vyplýva, že strážanské zlepence (označované ako tzv. vrchné zlepence, zlepence s obliakmi ryolitov či kremenných porfýrov a pod.) nie je možné považovať za spodnotriasové. Podľa určenej flóry, vzťahov k petrovohorskému súvrstviu a nadložiu môžu vrstvy patriť do türingu.

Bielovodské vrstvy

Názov: Je odvodený od osady Biele Vody pri Mlynkoch, kde sa typomorfné horniny — sírany zistili okrem ložiska (Faltýnek, 1958) i na povrchu a prekryl ich len kvartér.

Rozšírenie a rozdelenie: Horninový sled vrstiev sa nachádza v neostratotypovom profile novoveského súvrstvia, (sírany tu nie sú na povrchu zistiteľné). Bielovodské vrstvy sa zistili (až na malé výnimky) v celom priebehu novoveského súvrstvia, a to rudimentárne v okrajovej zóne sedimentačného priestoru, a postupne s narastajúcou hrúbkou (ložiská síranov) cez prechodnú zónu do centrálnej, kde sú pravdepodobne najhrubšie i litologicky najpestrejšie. Všetky ložiskové a súvisiace výskyty síranov v severnom gemeriku sú súčasťou týchto vrstiev.

V okrajovej zóne sedimentačného priestoru bývajú vyvinuté dve samostatné polohy síranov nad sebou, pričom vrchnú, mocnejšiu, v nadloží sprevádzajú typické zelené aleurolity s rozptýlenou pyritizáciou. V priestoroch ložísk (Biele Vody, Novoveská Huta, Grétla) v prechodnej zóne sa spájajú do súvislého síranového komplexu, ktorého hrúbka narastá do centrálnej zóny (vrty SM-1,2), kde sú prítomné i brekcie kamennej soli (Maheľ — Vozár, 1971). Bunkovité karbonáty vystupujú ako polohy v blízkom nadloží síranov a indikujú tak ich prítomnosť.

Spodnú hranicu bielovodských vrstiev kladieme na bázu prvej polohy síranov (anhydrit). Vrchná hranica je konvenciónalna a dávame ju medzi najvrchnejšiu polohu evaporitov a prvú spodnotriasovú fosíliu (vrt SM-1; Maheľ — Vozár, 1971).

Litologická charakteristika: Pre vrstvy sú typologickými horninami evapority (anhydrit, sadrovec, kamenná soľ, bunkovité karbonáty — rauwaky). Ich zastúpenie vo vrstvách, petrografia, mineralógia, chemizmus a genéza sú dostatočne známe (Biely, 1956; Mišík, 1956; Kvaček — Novotný, 1966; Maheľ — Vozár, 1971).

Sírany vystupujú v čistých polohách, ale prevládajúcou formou sú rôzne typy sedimentárnych brekcií tvorených síranmi a bridlicami, prípadne s ich striedaním v laminách až vrstvách. Bežné sú žilky sadrovca v bridliciach. Kamenná soľ tvorí len brekcie s bridlicami. Mineralogický výskyt má sylvín (SM-1). V síranoch sú zistené i výskyty magnezitu, dolomitu a podradne ďalších minerálov. Bunkovité karbonáty sú zložením vápence až dolomity s rôznym zastúpením fragmentov bridlíc a minerálnych zŕn.

V síranoch, ale hlavne nad nimi, vystupujú polohy fialových a svetlozelených aleurolitov a bridlíc. Sú podrobne charakterizované v uvedených prácach (l. c.). V týchto horninách (nad evaporitmi) sú ojedinelé polohy kremeňových pieskovcov (Adámek et al., 1965; Maheľ — Vozár, 1971).

Hrúbka bielovodských vrstiev, a to evaporitov a terigénnych sedimentov, je variabilná. V okrajovej zóne je to 50—200 metrov (evapority a ich brekcie 5—20 m), v prechodnej 200—500 m (20—200 m) a v centrálnej vyše 600 m (350 m).

Vek nie je s určitosťou preukázaný (jediný nález sporomorf pri Košickej Belej, pozri vek krompašskej skupiny). Podložím bielovodských vrstiev sú strážanské vrstvy, ktorých permský (türing) vek je doložený flórou. 92 m nad poslednou polohou an-

hydritu je prvý nález (vrt SM-1; Maheľ — Vozár, 1971) spodnotriasovej fauny. Z uvedených dôvodov je možné, že bielovodské vrstvy sú vrchnopermské, avšak v žiadnom prípade nevylučujeme ich presah až do spodného triasu.

Sedimentačné prostredie: Sedimentárne sekvencie novoveského súvrstvia od stražanských zlepencov na báze súvrstvia (dozvuky sálskej fázy) cez psamitické a aleuritické klastiká do evaporickej sedimentácie predstavujú ucelený sedimentačný mezocyklus. Ukončenie sedimentácie evaporitov môže byť znakom mierneho výzdvihu pred nástupom triasovej morskej sedimentácie.

Zlepence sú litofáciou fanglomerátovo-fluviálneho typu, širokých a plochých podhorských kužeľov s postupným zjemňovaním klastík do nadložia a laterálne, hlavne do centrálnej zóny, kde zlepence chýbajú. Sedimentácia jemných klastík prebiehala v subakvatickom (limnickom) prostredí a v oxidačných podmienkach. Textúry a zloženie niektorých sedimentov svedčia v prospech teórie, že vznikli v prúdovom režime a v redukčných podmienkach (vojtechovský horizont) so vzácnymi prejavmi acidného vulkanizmu. Častý vtrúsený pyrit v evaporitoch a v ich nadloží hovorí o zamorení panvy sírovodíkom. Predpokladáme, že evapority sú produktom kontinentálnej (Selley, 1981) a postupne príbrežnej sabchy a nakoniec aj ingresie mora (kamenná soľ, sylvín) od severu (aspoň do centrálnej zóny bazénu).

Anomálna hrúbka niektorých litofácií (zlepence, evapority) je prejavom rýchlej subsidencie v pozdĺžnych depresiách (žľaboch), aktivizovaných na variských zlomových pásmach.

Literatúra

Adámek, P. 1967: Permská cyklická sedimentace v severogemeridním synklinoriu. *Čas. Mineral. Geol., 12, 4, 433—445.*

Adámek, P. — Rojkovič, I. — Stejskal, J. 1965: Výzkum efusivněsedimentárního souvrství permských sedimentů severogemeridní synklinály, jeho stratigrafické rozčlenění a mineralogicko-geochemická charakteristika rudonosních horizontů. *Manuskript — archív UP, závod IX, Sp. Nová Ves, 178 s.*

Badár, J. 1977: Geologická stavba ložiska Novoveská Huta vo svetle nových poznatkov. *In: Zborník z konferencie: Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. Bratislava, PF UK, 111—115.*

Bajaník, Š. 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských psefitov v oblasti západne od Veľkej Knoly. *Geol. Práce, Zpr., 34, 55—66.*

Bajaník, Š. — Vozárová, A. — Reichwalder, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika. *Geol. Práce, Spr., 75, 27—55.*

Bajaník, Š. et al. 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria, východná časť, M = 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Biely, A. 1956: Geologické mapovanie južne od Spišskej Novej Vsi — sádrovec. *Manuskript — archív GP Sp. Nová Ves, 43 s.*

Drnzík, E. — Hudáček, J. 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a werfénu a kladenie hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. *Geol. Práce. Zpr., 30, 47—53.*

Gregorovič, J. 1979: Správa o výsledkoch petrografického štúdia niektorých hornín ložiskovej oblasti Novoveská Huta. *Manuskript — archív UP, závod IX, Sp. Nová Ves, 42 s.*

Gregorovič, J. 1981: Petrografia a premeny vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveskej Huty. *Miner. slov., 13, 554.*

Gregorovič, J. 1987: Osobitný genetický typ Cu pieskovcov. In: Zborník zo seminára Mineralógia uránových a s nimi súvisiacich nerastných surovín. *Spiš. Nová Ves, 216—220.*

Gregorovič, J. — Novotný, L. 1982: Bázické vulkanity v západnej časti severogemerického permu. *Miner. slov., 14, 365—370.*

Háber, M. — Sitár, V. — Novotný, L. 1986: Nález organických zvyškov vo vrstvách vrchného permu v oblasti Novoveskej Huty. *Miner. slov., 18, 73—78.*

Ivanov, M. 1957: Permské vulkanity v Spišsko-gemerskom pohorí. *Geol. Práce, 45, 213—240.*

Kvaček, M. — Novotný, J. 1966: Příspěvek ke geochemii slezských a slovenských sedimentárních sádrovců a anhydritů. *Sbor. geol. Věd, Technol. Geochem., 7, 217—229.*

Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severo-

gemeridnej synklinály. *Geol. Zbor., IV, 1—2, 221—225.*

Maheľ, M. — Vozár, J. 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. *Geol. Práce, Spr., 56, 47—65.*

Mišík, M. 1956: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtov na sadrovce. I. SB — 12, Biele Vody. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Novotný, L. — Mihál', F. 1981: Geologická stavba ložiska Novoveská Huta. *Miner. slov., 13, 526.*

Novotný, L. — Mihál', F. 1982: Správa o výskumných prácach na ložisku Novoveská Huta v severogemerickom perme. *Manuskript — archív UP, závod IX, Sp. Nová Ves, 296 s.*

Novotný, L. — Rojkovič, I. 1979: Uránové zrudnenie v Západných Karpatoch. *In: Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa (I. B.). Bratislava, GÚDŠ, 327—347.*

Rojkovič, I. 1964: Petrografická a mineralogicko-geochemická charakteristika zrudneného horizontu permu. *Spr. geol. Výsk. v Roku 1964, 2, 36—37.*

Rojkovič, I. 1969: Petrography and geochemistry of Permian quartz porphyries in relation to U-Mo-Cu mineralization. *Geol. Zbor. Geol. Carpath., XX., 1, 87—114.*

Rojkovič, I. — Novotný, L. 1981: Geologická stavba a uránové zrudnenie pri Novoveskej Hute. *In: Zborník referátov IV. slovenskej geol. konferencie. Zv. 2. Bratislava, 228—240.*

Rojkovič, I. — Vozár, J. 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Northern Gemerides and Choč unit. *Geol. Zbor. Geol. Carpath., XXIII, 1, 87—98.*

Selley, R. C. 1981: Vvedeňje v sedimentologiju. *Moskva, Izd. Nedra, 370 s. (preklad z anglického jazyka).*

Václav, J. 1980: Záverečná správa o metalometrickom výskume Cu ložísk v perme. *Manuskript — Geofond Bratislava, 113 s.*

Václav, J. — Vozárová, A. 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 5, 83—107.*

Vozárová, A. 1982: Explanatory Notes to Lithotectonic Profiles of the Variscan Molasse in the Czechoslovakian West Carpathians (Comment to Annex 27—30). *Veröff. Zentralinst. Physik Erde AdW DDR (Potsdam), 66.*

Žukov, F. I. 1963: Jedna z variant rozdělení svrchněpermských sedimentů Spišsko-gemerského rudohoří. *Geol. Práce, Zpr., 30, 39—46.*

New lithostratigraphical units in the Krompachy Group (Eastern Slovakia)

Intensive prospection of raw materials in the whole range of the North Gemericum Permian has brought new knowledge, which substantionally supplemented data about the Permian lithostratigraphical contents.

The aim of the re-definition is to give new and as possible the most comprehensive picture about the vertical range and the contents of the Krompachy Group. The original division into formations (Bajaník et al., 1981) has been precised, we have separated units of lower order in formations.

The Krompachy Group is divided (from the bottom) into three local lithostratigraphical units of the second order: the Knole formation, the Petrova hora formation and the Nová Ves formation. These formations have been divided into local lithostratigraphical units of the third order. The Knole formation has been divided into the Muráň conglomerates and the Markušovce sandstones, the Petrova hora formation has been divided into the Čierna hora conglomerates, the Novoveská Huta volcanic complex, the Pátrov Grúň Mt. volcano-sedimentary complex and the Malý Muráň Beds, the Nová Ves formation has been divided into the Strážanský kopec Beds and the Biela Voda Beds.

The important features of rock sequences of the Krompachy Group are as follows: The prevailing of sediments of terrigenous origin, mainly conglomerates, less sandstones and siltstones in the Knole formation. The Petrova hora formation is characterized by variable, from place to place prevailing content of volcanoclastic material in sediments and by the presence of tuffs and agglomerates. Among volcanites prevail those of intermediate types (dacites — andesites), less acid volcanites (rhyolites) and in a small amounts there are present volcanites of basic types. The Petrova hora formation thins out in the

marginal zone. Its maximal thicknesses are in the transitional zone with big effusions of intermediate volcanites. Towards the central zone volcanites are substituted by volcanoclastics and sediments.

The lower part of the Nová Ves formation is formed by Strážanský kopec Mt. conglomerates with pebbles of rhyolites. Fine grained sediments to shales with different content of sulphates and halite are typical for the upper part of this formation. Layers of cell carbonates (rauwackes) are often present in the overlying rocks.

The thickness of the Krompachy Group is variable, it depends on its position in the original sedimentation area. The thickness gradually increases towards the central zone from 100—200 m to 2,500 m.

The age of some beds is proved by paleontology, palynology and by isotopic analyses of U-mineralization.

The sedimentation had mainly continental character, in the end with the transition to the continental-lagoonary to lagoonary character. Erosion and transport took place in arid climate, sedimentation took place under oxidation-reduction, less reduction conditions.

RECENZIA

M. Maheľ: **Geologická stavba československých Karpát, I. Paleoalpínske jednotky.** Veda — vydavateľstvo Slov. akadémie vied, 1986, 503 s., 105,— Kčs

Významné dielo československej geológie Geologická stavba československých Karpát, I. predstavuje nové a moderné prehodnotenie poznatkov o geológii karpatského segmentu alpíd. Nie je to iba koncepcia stavby Karpát, ale aj jej analýza, pretože v knihe je neobyčajne veľa faktologického materiálu, ktorý slúži na vyvodzovanie rôznych úvah a tvorbu geologických modelov. Táto vlastnosť zaraďuje knihu medzi „knihy pre všetkých geológov", pre tých, ktorí hľadajú detaily, ako aj pre tých, ktorí vytvárajú syntézy a korelácie.

Už v prvých vetách predslovu sa uvádza, že prehodnotenie stavby Západných Karpát si vyžiadal aj nástup novej teórie — globálnej tektoniky. Práca nepredstavuje jednoduchú aplikáciu postulátov platňovej tektoniky. Je to skôr využitie princípov tak platňovej tektoniky, ako aj geosynklinálnej teórie, a to podľa prevládajúceho množstva údajov pre niektorú z nich. Dá sa to hodnotiť ako „zmierenie" obidvoch koncepcií alebo uvážený prechod na prehodnotenie stavby Západných Karpát z pohľadu platňovej tektoniky. Vysvetlenie takéhoto postoja je na mnohých miestach knihy — v paleoalpínskom, najmä v predmezozoickom období nemáme dosť jednoznačných dôkazov o existencii bazénov s oceanickou kôrou, o subdukčných procesoch a následných geotektonických udalostiach. V paleozoiku gemerika považujú rozliční autori fylitovo-diabázový rakovecký komplex buď za ofiolitovú suitu oceanického bazénu alebo iba za typ vulkanitov ostrovných oblúkov, resp. zaoblúkových bazénov. V komplexoch kryštalinika je ešte ťažšie zaujať stanovisko k tejto problematike. Bázické a ultrabázické sekvencie, ako aj rádiolarity v mezozoických súboroch naznačujú tak prítomnosť riftogénneho vývoja, ako aj sedimentačný žľab (trog) s oceanickou, resp. paraoceanickou kôrou (najmä žľab váhika, ako aj bükkský, meliatsky a beskydský žľab). Podrobnejšia konfrontácia s existujúcimi platňovotektonickými modelmi Západných Karpát, resp. Karpát iných autorov by bola tento problém bližšie objasnila, čím by čitateľ dostal komplexnejší obraz o zložitosti uplatnenia tejto problematiky, resp. o dôsledkoch jej použitia „za každú cenu" na vysvetľovanie vývoja a stavby Karpát. Na druhej strane akademik Maheľ považuje v celej svojej koncepcii typ kôry a jej dynamiku za určujúci fenomén faciálneho, magmatického a metamorfného vývoja, ovplyvňujúci aj tektonický typ deformácií. Teda geotektonické pozadie vývojových etáp Západných Karpát je silne platňovotektonické.

S vyššie uvedeným súvisí aj tektonická interpretácia. Čitateľ je takmer ponechaný na vlastný úsudok o existencii príkrovovej, resp. prešmykovo-príkrovovej stavby v kryštalinicko-paleozoických jednotkách Západných Karpát. Prezentuje sa tak mobilistické, ako aj statické poňatie stavby tých istých regiónov, pričom miestami (gemerikum a i.) autor predložil vlastnú — prechodnú interpretáciu tektonickej stavby.

V knihe sa podstatne väčší význam ako predtým prikladá variským tektonickým udalostiam, možnostiam existencie variských príkrovov, ale predovšetkým procesom granitizácie.

Súčasný tektonický obraz stavby Západných Karpát je, pochopiteľne, predovšetkým alpínsky, čo je v knihe jednoznačne dokumentované.

V diele (venovanom paleoalpínskym jednotkám) sa opisujú všetky kryštalinické oblasti včítane gemerika. Gemerikum je spracované najkompletnejšie, zohľadňuje sa tak jeho tektonické postavenie v rámci Karpát, tektonický vývoj a ďalšie udalosti, ktoré vytvárajú súčasný obraz gemerika. Je nepochybné, že snahou autora bolo spracovať všetky oblasti na rovnakej úrovni, ale nedovolil mu to veľmi rozdielny stav poznania najmä kryštalinika jadrových pohorí, ktorých intenzívne štúdium prebieha len v ostatných rokoch. Preto je petrológia kryštalinických komplexov spracovaná viac petrograficko-deskriptívnou formou. Nedoriešeným problémom ostal vek kryštalinika, pre ktorý chýbajú spoľahlivé izotopické veky. Z toho pramení už tradujúce sa hodnotenie, že vyššie metamorfované komplexy by mohli byť proterozoické a menej metamorfované zas staropaleozoické. Je to však nepresvedčivé a málo pravdepodobné. Prospeli by aj litostratigrafické kolónky kryštalinických sekvencií.

Rozsah knihy ako vysokoškolskej učebnice je značný, a teda pre menej náročných študentov asi menej príťažlivý, najmä ak k tomu pripočítame aj pripravovaný druhý diel — Neoalpínske jednotky. Avšak veľké množstvo ilustrácií robí knihu tzv. ľahko čitateľnou a z pedagogického aspektu príťažlivou. Viacvariantnosť interpretácie litostratigrafie, stavby a pod. umožní študentom získať širší obraz o danom území, naučí ich logicky uvažovať o vierohodnosti tej-ktorej interpretácie a nakoniec študent nebude mať iba knihu, ale vedľa seba aj vysokoškolského učiteľa, ktorý ho bude správne usmerňovať.

Za veľmi vhodné sa považuje rozdelenie diela do dvoch častí, a to na geotektonickú (so základným prehľadom o tektonickom vývoji Západných Karpát a ich vzťahu k okolitým jednotkám alpínskej sústavy), ktorá je úvodom k lepšiemu pochopeniu druhej — reregionálnogeologickej časti. V nej nájdeme systematický opis jednotiek kryštalinika, paleozoika a mezozoika podľa tektonických jednotiek (vnútorné Karpaty, centrálne Karpaty — gemerikum, veporikum, jadrové pohoria). Ďalším kladom knihy je využívanie poznatkov širokého okruhu geológov — znalcov jednotlivých území a problematík, ako aj silný dôraz na grafické vyjadrenie predstáv, najmä tektonických interpretácií, ale aj na znázornenie litostratigrafických sledov a ďalších údajov. Z toho si čitateľ môže urobiť nielen predstavu, na akých údajoch sa zakladajú interpretácie, ale s postupne sa zvyšujúcou znalosťou geologickej problematiky môžu byť tieto údaje bázou pre reinterpretáciu a aktualizáciu.

Pre svoj nepochybne veľký význam by si kniha vyžadovala aj zodpovedajúcu, t. j. lepšiu grafickú úpravu, najmä ilustrácií, ale aj dôslednejšiu korektúru, pretože v knihe ostali nielen tzv. preklepové chyby, ale aj slová s nezodpovedajúcim významom.

Samostatnou stránkou je používaná terminológia, najmä litostratigrafická, ktorá nie je v súlade so Zásadami čs. litostratigrafickej komisie. Dôvody uvádza autor v závere knihy, praktický dôsledok toho ťažko predpokladať.

Kniha akademika M. Maheľa Geologická stavba československých Karpát je v každom smere významným dielom, v ktorom každý nájde poučenie, námet nielen do diskusie, ale aj na ďalšiu tvorivú prácu. Nájdu sa aj údaje, ktoré možno opačne interpretovať, ale v ktorej knihe to nie je? Recenzovaná kniha patrí nielen do regálov knižníc, ale aj na pracovný stôl každého geológa ako základná literatúra pre každodennú prácu.

Pavol Grecula

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 115—134*

Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie)

JOZEF MICHALÍK* — ZDENĚK VAŠÍČEK**

* Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
** Katedra geologie a mineralogie Vysoké školy báňské, Vítězného února, 708 33 Ostrava-Poruba VI

Doručené 18. 6. 1986

Геология и стратиграфия нижнемеловых известняков Буткова, манинская единица, средняя часть течения реки Ваг (Западная Словакия)

Во время детального геологического и стратиграфического изучения толщ верхнеюрских и нижнемеловых известняков в карьере Бутков цементного завода Ладце мы определили ряд новых данных о структуре скалкообразного тела горы Бутков и его тектонической еволюции, о литостратиграфическом расчленении верхнеюрских и нижнемеловых слоев, о стратиграфическом распдеделении важнейших макро- и микроскопических органических остатков в горизонтах пород, о распределении роговиковых конкреций, концентраций вредных компонентов с точки зрения цементной продукции, и остальных макро- и микроэлементов в добываемом районе. В предлагаемой статье приведены все важнейшие результаты исследований.

Geology and stratigraphy of the Butkov Lower Cretaceous limestone deposits, Manín Unit, Middle Váh Valley (Western Slovakia)

During detailed geological and stratigraphical investigation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous limestone formations in the Butkov cement-work quarry (near Ladce in the Middle Váh Valley), we ascertained new knowledge, concerning in several aspects the structure of Butkov "klippe-like" body, its tectonic development, stratigraphic distribution of important macro- and microfossils in rock horizons, distribution of cherty concretions and concentrations of components, which could be harmful in cement production process from the viewpoint of technology, as well as distribution of other important macro- and microelements both in the lithostratigraphic sequence and in the quarried area as a whole. The paper submitted contains a survey of the most important results in this field.

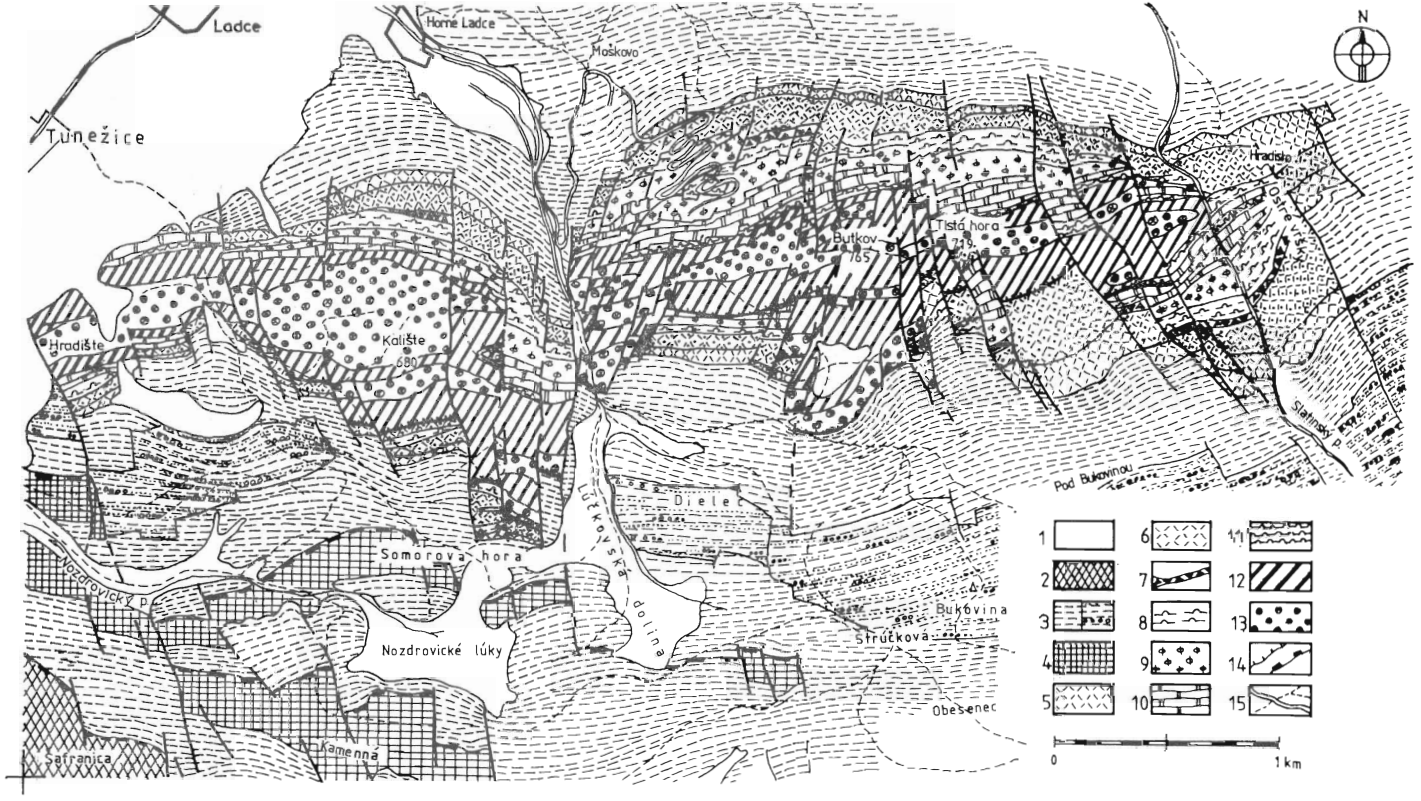
Pri podrobnom geologickom a stratigrafickom výskume spodnokriedových vápencových súvrství na ložisku cementárenských surovín Butkov pri Ladcoch sme zistili rad nových poznatkov o stavbe butkovského „bradla", o jeho tektonickom vývoji, o litostratigrafickom členení vrchnojurského a spodnokriedového vrstevného sledu, o stratigrafickej distribúcii dôležitých makro i mikrofosílií v hornino-

vých horizontoch, o distribúcii rohovcových konkrécií a koncentrácii škodlivín z hľadiska cementárenského využitia hornín i o rozmiestnení významných makro a mikroprvkov v priestore ťažby surovín. Prehľad najdôležitejších výsledkov podávame v predkladanom článku.

Poznanie stavby a zloženia mezozoických karbonátových komplexov severozápadnej časti Strážovských vrchov je predpokladom na vyriešenie viacerých teoretických problémov stavby západného okraja centrálnych Západných Karpát i praktických aplikácií, čerpajúcich z takýchto interpretácií. Značnú časť sekvencií v čelovej časti manínskeho a krížňanského príkrovu tu tvoria vrchnojurské a spodnokriedové súvrstvia. Ich stratigrafický výskum komplikuje faciálna variabilnosť, zložitá tektonická stavba i nedokonalá odkrytosť terénu. Preto bol pre zameranie výskumov zvlášť dôležitý fakt, že práve tieto súvrstvia, využívané ako surovina na výrobu cementu v Považských cementárňach, n. p., Ladce, sú na ložisku Butkov dokonale odkryté. Manínska jednotka, ku ktorej sa tradične priraďujú, púta už po dlhé roky (a v ostatnom čase zvlášť) pozornosť karpatských geológov ako spojovacie ohnivko medzi jednotkami centrálnych Karpát a jednotkami bradlového pásma. Táto dôležitosť — a súčasne i jedinečnosť — manínskej jednotky, sústredený záujem rozličných špecialistov a pritom obmedzená znalosť jej stavby, zloženia, postavenia a histórie spôsobili vznik rozličných variantov interpretácie. Ich stúpenci operujú odlišnými pojmami a rovnakým známym faktom prikladajú odlišný význam.

Štúr (1860) opísal z úžiny nad Belušskými Slatinami liasové krinoidové vápence, domnele totožné s „Vilserkalkom" Východných Álp. Ďalšie pozorovania zverejnili Foetterle (1865), Paul (1865), Kulcsár (1915) a von Telegdi Roth (1917). Až Andrusov (1929, 1931, 1932) vyčlenil manínsku sukcesiu ako samostatnú príkrovovú jednotku a zahrnul k nej päť elementov („útesov"): manínsky, belušskoslatinský, kališťansko-butkovský, súľovský a kostelecký. Roku 1938 Andrusov definíciu ďalej zúžil. Manínsku jednotku charakterizoval ako jednotku radom litostratigrafických a tektonických znakov pripomínajúcu centrálnokarpatské, ale pozíciou a tektonickým štýlom včlenenú do bradlového pásma. Spôsob definície však dovolil nejednotnosť chápania jej rozsahu, tektonického a stratigrafického obsahu. Už r. 1959 rozšíril Andrusov rozpätie manínskej sukcesie na sedimenty liasového až turónskeho veku (v roku 1938 považoval sedimenty mladšie ako spodný apt za neznáme), ktoré sa mali uložiť v priestore medzi klapskou a tatrickou sedimentačnou oblasťou. Roku 1960 rozlíšili Andrusov a Scheibner dva cykly manínskej „série": liasovo-albský a albsko-senónsky, oddelené „manínskou emerznou fázou". Pretože mohutné komplexy strednokriedových a vrchnokriedových sedimentov prekrývali rozličné tektonické elementy bradlového pásma a ich zloženie a stavba je zhodná s pokryvom jursko-spodnokriedovej manínskej sukcesie, začala sa manínska jednotka považovať za jednotku vyššieho rádu a podložné jursko-kriedové sukcesie (manínska s. s., kostelecká, klapská, streženická atď.; cf. Began et al., 1966; Salaj — Samuel, 1966) boli s ňou stotožnené. Od takéhoto predpokladu bol už len krôčik k záveru: keďže bradlový a manínsky sedimentačný strednokriedový a vrchnokriedový priestor súviseli, manínska jednotka patrí pôvodom do bradlového pásma (Began, 1961, 1962; Began et al., 1963). Úvahy o trvalej domovskej príslušnosti manínskej jednotky k bradlovému pásmu vyústili až do autochtonistických koncepcií (Salaj, 1974). Autori vychádzajúci z výskumu predstrednokriedových komplexov dospeli k podstatne mobilistickejším stanoviskám, i keď sa ich závery niekedy líšia. Už roku 1932 opísal Matějka typické členy manínskej sukcesie od Trenčianskych Teplíc. Maheľ (1948) zistil, že analogická jednotka vystupuje ďalej na juh do 20 km od okraja centrálnych Karpát. Podobne Rakús (1975) chápal pod termínom manínska jednotka minimálne 20 km široký príkrov, presunutý od JV. V rokoch 1979, 1980 definoval Maheľ manínsku jednotku ako pôvodne krížňanský (s. l.) element, ktorý od strednej kriedy tvorí súčasť pribradlového pásma: zóny tektonicky zblížených jednotiek počas ranoalbského skrátenia priestoru. Prevrátené vrásy Butkova a Manína interpretoval ako zvyškové štruktúry rozbitého čela manínskeho príkrovu.

Už Andrusov (1945) poukázal na odlišnosti vo vývoji manínskej sukcesie v Maníne, Butkove a Kališti. Rakús (1977) definoval manínsky vývoj s. s., charakterizovaný plytkovodnými dogerskými sedimentmi, a butkovský vý-



Obr. 1. Geologická mapa vrchov Kališťe a Butkov. 1 — kvartérny pokryv, 2 — chočský príkrov, 3 — slatinské (cenoman), butkovské a porubské súvrstvie (alb), 4 — neokómske vápence krížňanského príkrovu, 5 — „urgónske" vápence, 6 — podhorské súvrstvie, 7 — bazálna brekcia podhorského súvrstvia, 8 — lúčkovské súvrstvie, 9 — kališťianske súvrstvie, 10 — mraznické a ladecké súvrstvie, 11 — čorštýnske súvrstvie, 12 — strednojurské silicitové komplexy, 13 — tunežické súvrstvie, 14 — prešmykové a šariážne línie, 15 — cesty; (Orig. Michalík, 1985)

Fig. 1. Geological map of the Kališťe and Butkov hills. 1 — Quaternary cover, 2 — Choč nappe, 3 — Slatiny (Cenomanian), Butkov and Poruba Formations (Albian), 4 — Neocomian limestone of the Krížna nappe, 5 — "Urgonian" limestone, 6 — Podhorie Formation, 7 — basal breccia of the Podhorie Formation, 8 — Lúčkovská Formation, 9 — Kališťe Formation, 10 — Mraznica and Ladce Formations, 11 — Czorsztyn Formation, 12 — silicitic complexes of Middle Jurassic age, 13 — Tunežice Formation, 14 — thrust and overthrust surface, 15 — road; (Original by Michalík, 1985)

voj s hlbokovodnejšou sedimentáciou, vystriedanou plytkovodnejšími uloženinami až počas oxfordu. Sústavu menších bradiel v zóne oddeľujúcej obe telesá priradil Borza (1980) šošovkovému pásmu Skalice. Za charakteristický znak tohto pásma považoval komplex brekcií vrchnobarémskych a aptských vápencov, prekrytý spodnoalbskými rohovcovými vápencami.

Andrusov (1932) opísal butkovské teleso ako veľkú nesymetrickú antiklinálnu štruktúru s useknutým severozápadným krídlom. Táto štruktúra mala byť plocho nasunutá na SZ na albské butkovské sliene. Podľa jeho pozorovania vrásu so vztýčeným severným krídlom a miernejším južným ramenom najlepšie vidno v doline nad Belušskými Slatinami. V Lúčkovskej doline nad Ladcami konštatoval oveľa zložitejšie pomery: v prevrátenom krídle veľkej ležatej vrásy s jadrom z liasových vápencov (tvorí Kalište a väčšiu časť Butkova) možno pozorovať kompletný dogersko-urgónsky sled (v ňom je založený starý lúčkovský lom ladeckej cementárne). Na dne doliny vystupujúce albské butkovské sliene mali predstavovať podložie, cez ktoré malo byť kališťiansko-butkovské teleso presunuté na vzdialenosť minimálne 700 m (Andrusov, 1938). Amplitúda násunu sa mala smerom na západ zväčšovať. Na východnom svahu Kališťa v podloží jadra vrásy sa mala objavovať mohutná dogersko-urgónska šošovka, navyše zdvojená — zvyšok prevráteného ramena ležatej vrásy. Južne od Tunežíc mala zakorenená časť ramena celkom chýbať a „celé bradlo jest v poloze nasunuté" (l. c., str. 37). Normálne rameno butkovskej vrásy malo byť zastúpené úplným sledom na severnom úpätí Butkova v okolí veľkého kameňolomu cementárne a útržkovite na južných svahoch kopcov Butkov i Kalište. Táto útržkovitosť, ktorú sčasti vyjadruje geologická mapa (ale vôbec nie profily; cf. Andrusov, 1938, 1945), protirečí predpokladu „normálneho, mierne ukloneného ramena vrásy". Celá generácia geológov (Michel et al., 1966; Began et al., 1968; Fedor, 1977; Štefko, 1978 atď.) vychádzala z predpokladu konjunktívnej tektoniky celého masívu, a to i napriek dôkazom o jestvovaní a význame zložitého a hustého systému porúch, ktoré sa každodenne objavovali v rozsiahlych plošných odkryvoch butkovského lomu.

Štruktúrny výskum

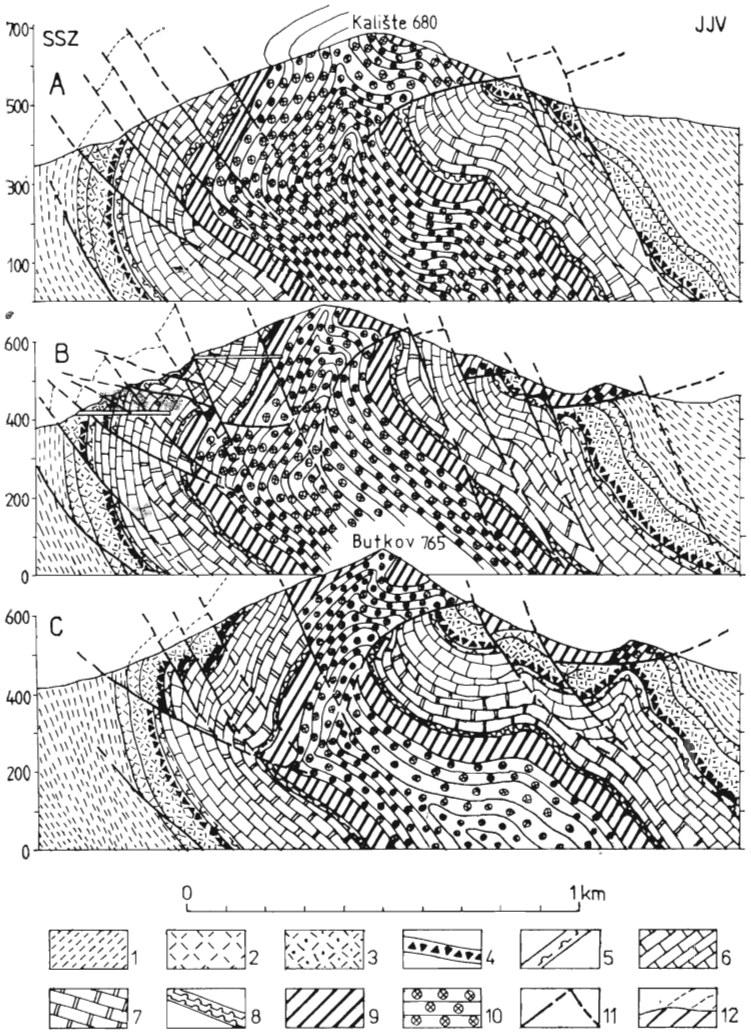
Vrásový charakter butkovského telesa

Detailným sledovaním úložných pomerov možno potvrdiť vrásový pôvod butkovskej štruktúry, ktorý predpokladal Andrusov (1932, 1938, 1945 atď.). Súvrstvia vychádzajúce na severných svahoch Butkova a Kališťa majú v podstate jednotný smer sklonu a temer monoklinálne uloženie. Osi sporadických vrás sú paralelné s priebehom vrstiev. Sklon vrstiev sa smerom do hĺbky zväčšuje až po úplné vztýčenie a prevrátenie. Profily zostavené z meraní v prieskumných dielach i v povrchových odkryvoch však dokazujú, že zmena smeru medzi jednotlivými časťami tohto ramena butkovskej vrásy nie je postupná a že v niektorých prípadoch ju komplikuje rozlične stará prešmyková tektonika.

Ešte väčšie problémy sú späté s interpretáciou „vrchného ramena vrásy", ktoré malo tvoriť južné svahy študovaných vrchov. Vo všetkých starších mapách tu boli zakreslené súvislé východy liasových a dogerských súvrství. Pri mapovaní sme však na viacerých miestach nápadne vysoko vo svahu nachádzali odkryvy spodnokriedových vápencov. Na druhej strane vŕšok pri Podlavičkách na južnom úpätí Butkova skutočne tvoria liasové „tunežické" vápence, hoci len niekoľko desiatok metrov západnejšie susedia butkovské sliene so spodnoalbskými podhorskými vápencami (obr.1). Takéto pomery možno vysvetliť len juhovergentným prešmykom (s amplitúdou asi 700—900 m) rozbitým mladšími poklesmi (obr. 2).

Otázka severovergentného prešmyku

Andrusov (1938) zistil na severnom úpätí Kališťa, Butkova a Ostrých vŕškov mohutný plochý prešmyk, ktorý oddeľoval mohutnú na sever presunutú vrásu Butkova od podložných albských „cementových slieňov". V tej istej práci, ba na tej istej strane však píše, že „alb se transgresivně přikládá k urgonským vápencům bradla a sice normálně, t. j. bez mohutné



Obr. 2. Geologické rezy okolím ložiska cementárenských surovín Butkov. 1 — butkovské súvrstvie, 2 — „urgónske" vápence, 3 — podhorské súvrstvie, 4 — bazálna brekcia, 5 — lúčkovské súvrstvie, 6 — kališťanske súvrstvie, 7 — mraznické a ladecké vápencové súvrstvia, 8 — čorštýnske súvrstvie, 9 — dogerské silicity, 10 — tunežické súvrstvie, 11 — zlomy, 12 — priebeh vrstiev; (Orig. Michalík, 1985)

Fig. 2. Geological sections in the surroundings of the Butkov cement raw deposit. 1 — Butkov Formation, 2 — "Urgonian" limestone, 3 — Podhorie Formation, 4 — basal breccia, 5 — Lúčkovská Formation, 6 — Kalište Formation, 7 — Mraznica and Ladce Formations, 8 — Czorsztyn Formation, 9 — Dogger silicite, 10 — Tunežice Formation, 11 — fault, 12 — bedding strike; (Original by Michalík, 1985)

poruchy na rozhraní mezi bradlem a obalem". Predpoklad tektonického styku opieral Andrusov o vystupovanie butkovských slieňov spod butkovského telesa hlboko v Lúčkovskej doline nad Hornými Ladcami. Z detailnej mapy (obr. 1) však vyplýva, že vytvorenie „jazyka" slieňov, zasahujúceho hlboko do Lúčkovskej doliny, nie je spôsobené jej zarezaním do reliéfu (v susednej rovnako hlbokej Slatinskej doline takého zjavu niet), ale posunom na zlomoch poruchovej zóny, ktorú už Salaj (in Began et al., 1963) nazval „lúčkovským zlomom".

Z týchto faktov vyplýva, že príkrovová plocha, pozdĺž ktorej bola manínska jednotka sunutá na sever, dnes na povrch v okolí Butkova nevystupuje. Je možné, že jej zvyšky, rozbité mladšími zlomami, by sa mohli nájsť hlbšími štruktúrnymi vrtmi.

Juhovergentné ploché prešmyky

Vo východnej časti lomu sa trojnásobne opakuje pruh vrchnobarémskych až spodnoaptských súvrství bez zmeny sklonu vrstiev. Opakujúce sa časti vrstevného sledu sú od podložia oddelené plocho (10—30°) na juh až JV uklonenou dislokáciou. V odkrytej časti lomu vystupujú dva takéto prešmyky. Vertikálne ryhovanie na ich plochách má smer 160—190°, dislokačné plochy bývajú vyhojené kalcitom. Na povrchu (6. etáž) i v banských dielach (Št-02, 06, 15) tieto dislokácie porušuje väčšina ostatných zlomových systémov. Všetky tieto znaky poukazujú na to, že ide o jednoduché juhovergentné strižné prešmyky, mladšie než príkrovový násun maniskej jednotky, do priestoru bradlového pásma, ale staršie ako priečne poruchové systémy, s aplitúdou pohybu 40—100 m. Vznik týchto porúch zrejme súvisí s pohybmi na veľkom plochom prešmyku na južnom svahu Butkova, ktorý spôsobuje superpozíciu liasových vápencov na celej jursko-spodnokriedovej sekvencii až po butkovské sliene. Uprostred prešmyknutých, čiastočne erodovaných komplexov sa vynárajú odkryvy spodnokriedových vápencov. Plocha prešmyku je zrejme esovite deformovaná: smerom na sever sa jej sklon náhle zväčšuje. Obdobnú situáciu bolo možné pozorovať i na južnom svahu Kališťa.

Juhovergentný prešmyk „jadra" antiklinály je teda vo všetkých častiach kališťiansko-butkovského telesa jednou z najdôležitejších, donedávna neznámych tektonických štruktúr.

Poklesové dislokácie so SZ vergenciou

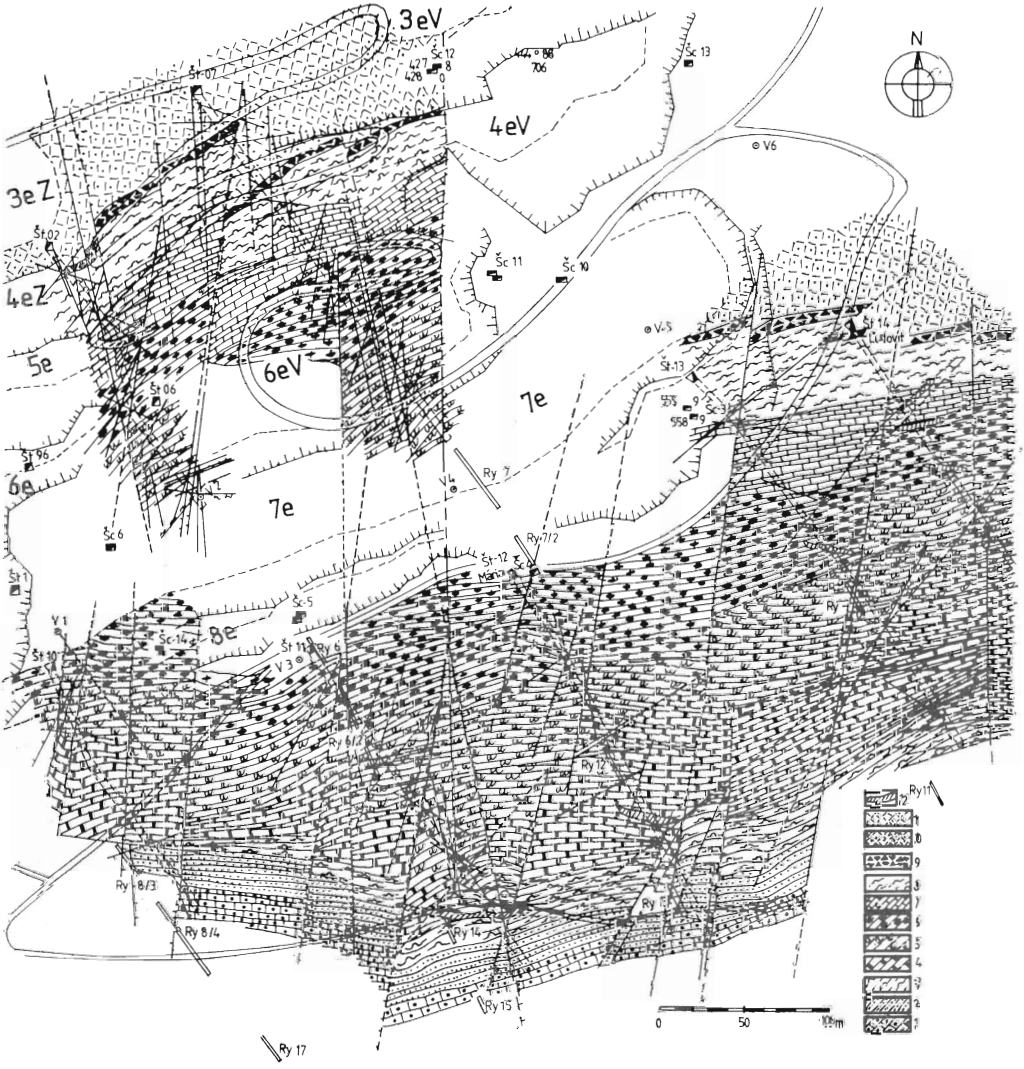
Vrstvové komplexy Butkova sú oddelené poklesovými zlomami, sklonenými viac-menej na sever (330—360°). Ich sklon býva pomerne strmý (60—80°), blízky sklonu vrstiev alebo strmší. Vertikálne ryhovanie na poruchových plochách dokazuje pokles severnejších blokov smerom do Ilavskej panvy. Priestor medzi dislokačnými plochami býva vyplnený ílom, často s úlomkami hornín blízkych horizontov, čo dokresľuje dilatačnú povahu pohybov. Niekedy býva povrch dislokačných plôch zreteľne skrasovatený až po zmenu dislokačných pásem na krasové kapsy (Št-02, 11, 12). I tieto znaky dokazujú ťahový charakter silového poľa v tejto oblasti v dobe tvorby poklesových zlomov.

Poklesové zlomy s „južnou" vergenciou

Na rozdiel od predchádzajúcich porúch, ktoré je ťažké zistiť mimo priestoru lomových a banských diel, severný i južný svah Butkova a Kališťa je evidentne postihnutý poruchami, na ktorých jednotlivé bloky poklesávali na juh. Pozorovanie tektonických pomerov v okolí týchto porúch však naznačuje, že nejde o jednotný systém a že pokles smerom na juh bol na týchto zlomoch súčasťou zložitejších, viacnásobne opakovaných tektonických pohybov.

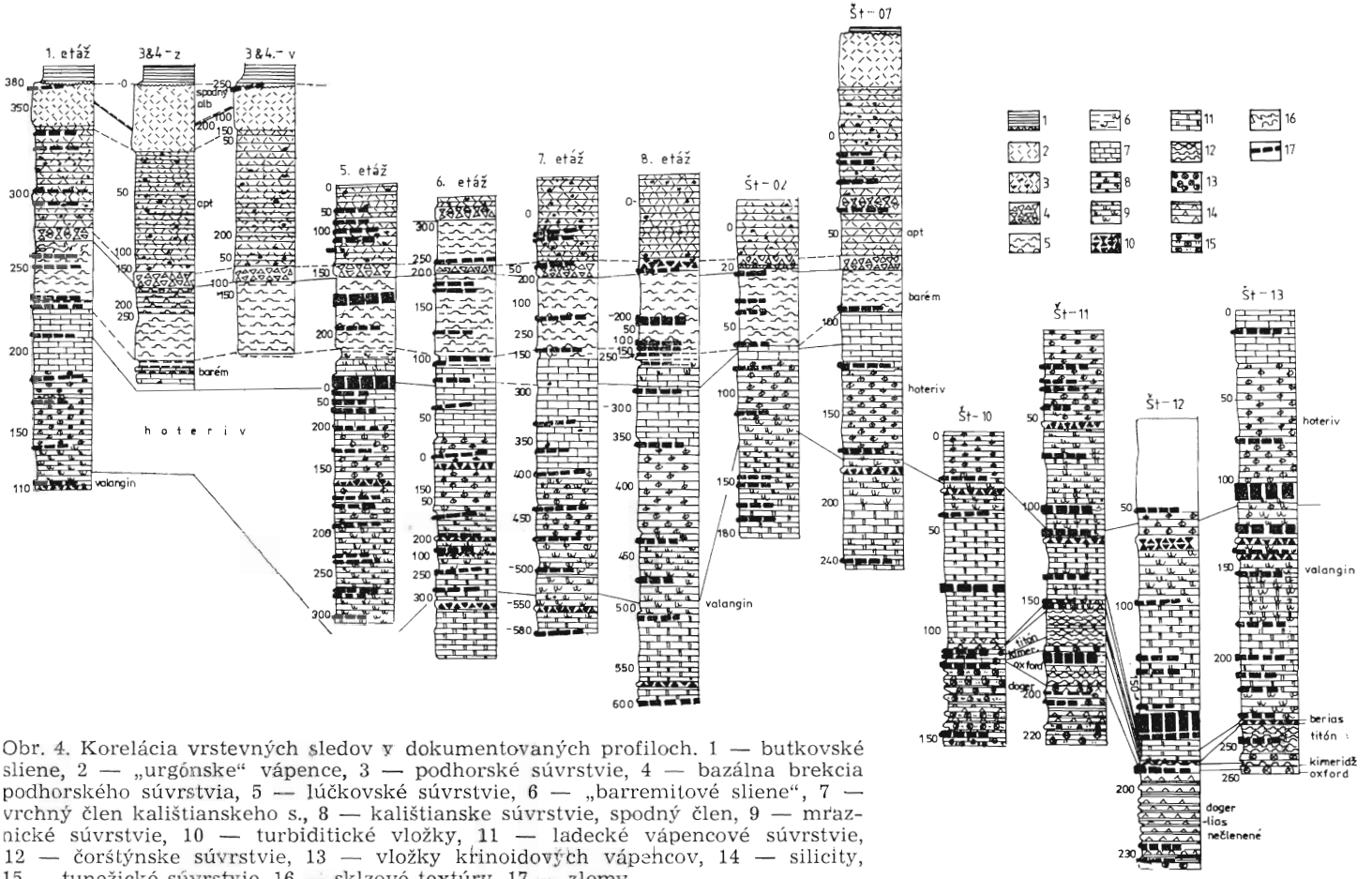
Priečne zlomy

Už pri pohľade na geologickú mapu (obr. 1) je zrejmé vyčlenenie niekoľkých zvlášť namáhaných priečnych pásem, ktoré rozdeľujú celý masív Butkova na niekoľko segmentov. Pri juhozápadnom svahu Hradiska pri Tunežiciach tektonicky susedia liasové tunežické vápence so strednokriedovým slatinským súvrstvím. Zlomy, ktoré ich oddeľujú, spôsobili i západné ukončenie celého kališťianskeho karbonátového telesa. Paralelne s touto zónou po juhozápadnom úpätí Kališťa prebieha do tunežickej úžiny ďalšia zlomová zóna, na ktorej susedia strednokriedové butkovské sliene s liasovými a dogerskými súvrstviami. Tento fakt vysvetľoval An-



Obr. 3. Etážová geologická mapa strednej časti ložiska. 1 — tuneżické súvrstvie, 2 — strednotriasové silicity, 3 — čorštýnske súvrstvie, 4 — ladecké súvrstvie, 5 — mraznické súvrstvie, 6 — spodný (rohovcový) člen kališťanskeho súvrstvia, 7 — vrchný člen kališťanskeho súvrstvia, 8 — lúčkovské súvrstvie, 9 — bazálna brekcia podhorského súvrstvia, 10 — podhorské súvrstvie, 11 — „urgónske" vápence, 12 — krasové kaverny

Fig. 3. Quarry face map in the middle part of the deposit. 1 — Tuneżice Formation, 2 — Middle Triassic silicite, 3 — Czorsztyn Formation, 4 — Ladce Formation, 5 — Mraznica Formation, 6 — lower (cherty) member of the Kalište Formation, 7 — upper member of the Kalište Formation, 8 — Lúčkovská Formation, 9 — basal breccia of the Podhorie Formation, 10 — Podhorie Formation, 11 — "Urgonian" limestone, 12 — carstic cavern



Obr. 4. Korelácia vrstevných sledov v dokumentovaných profiloch. 1 — butkovské sliene, 2 — „urgónske“ vápence, 3 — podhorské súvrstvie, 4 — bazálna brekcia podhorského súvrstvia, 5 — lúčkovské súvrstvie, 6 — „barremitové sliene“, 7 — vrchný člen kališťanskeho s., 8 — kališťanske súvrstvie, spodný člen, 9 — mrazničké súvrstvie, 10 — turbiditické vložky, 11 — ladecké vápencové súvrstvie, 12 — čorštýnske súvrstvie, 13 — vložky krinoidových vápencov, 14 — silicity, 15 — tunežické súvrstvie, 16 — sklzové textúry, 17 — zlomy

Fig. 4. Correlation of bed sequences in investigated profiles. 1 — Butkov marl, 2 — "Urgonian" limestone, 3 — Podhorie Formation, 4 — basal breccia of the Podhorie Formation, 5 — Lúčkovská Formation, 6 — "Barremites marl", 7 — upper member of the Kališťe Formation, 8 — lower member of the Kališťe Formation, 9 — Mraznica Formation, 10 — turbidite intercalation, 11 — Ladce limestone Formation, 12 — Czorsztyn Formation, 13 — crinoidal limestone intercalation, 14 — silicite, 15 — Tunežice Formation, 16 — slump structure, 17 — fault

drusov (1938) alochtónnym charakterom tejto časti masívu, ktorý tu mal ležať „bez zakorenenia, na strednokriedovom obale".

Nepochybne najvýraznejšou zónou je zlomové pásmo Lúčkovskej doliny, ktoré rozbíja viac než pol kilometra široký segment a vysúva ho na juh asi o tri štvrte kilometra. Segment Kališťa tým súčasne vysúva oproti segmentu Butkova asi o 500 m. Práve táto zóna spôsobila zavlečenie butkovských slieňov hlboko do Lúčkovskej doliny (obr. 1).

Ďalším priečnym prvkom stavby je 700—800 m široká hrastovitá elevácia pri Podlavičkách (na sever sa zužuje), ktorá je obmedzená zlomami s kombinovaným účinkom. Smerom na východ sa celé butkovské teleso postupne ponára pod mladšie súvrstvia. Ponáranie rušia dve priečne poruchové zóny. Na východných svahoch Ostrých vŕškov prebieha trojica poklesových zlomov, ktorá má rozhodujúci podiel na definitívnom ponorení celého telesa pod strednokriedové až vrchnokriedové sedimenty.

V tomto kontexte možno ľahšie pochopiť postihnutie horizontov v priestore butkovského lomu hustým systémom priečnych radiálnych zlomov (Michel et al., 1966, 1984; Fedor, 1977; Borza et al., 1983, 1986; obr. 3). Tieto prevažne severojužné strmé zlomy sú zväčša uklonené na východ, z čoho vyplýva, že v dobe ich tvorby pôsobil okrem severojužných napätí i stály ťah od východu (aký možno predpokladať v západnej časti tvoriaceho sa karpatského oblúka). Porovnanie so systémom priečnych dislokácií v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1983) i v Západných Karpatoch ako celku dokazuje, že sú odrazom pravosmerných laterálnych posunov, ktoré počas miocénu viedli k vykĺbeniu oblúka Západných Karpát a ktoré dovtedy tvorili viac-menej jednotný alpsko-karpatský orogénny front.

Stratigrafický výskum

Rozčlenenie súvrství z hľadiska biostratigrafie a litostratigrafie je základnou podmienkou pochopenia stavby telesa ložiska i distribúcie kvalitatívnych typov suroviny v ňom. Ukázalo sa, že tradičné rozdelenie komplexu na „malmské hľuznaté vápence", „titón — neokóm" a „urgón" ani novšie, technickej praxi viac vyhovujúce členenie na štyri ložiskové typy vápencov (cf. Michel et al., 1984 atď.) nepostačuje, a to nielen pre potreby základného výskumu. Preto sme na základe podrobného litologického výskumu horninových sekvencií v profilových líniách spojeného s detailnou mikrobiostratigrafickou a makrobiostratigrafickou koreláciou rozčlenili tieto súvrstvia na nasledujúce litostratigrafické jednotky (z toho päť nových; obr. 4).

Piesčito-krinoidové „tunežické" vápence

Štúr ich stotožňoval s „Vilserkalkom" Álp (1860), Andrusov (1931) ich delil na tri vrstevné členy. Mikrofaciálnou charakteristikou a stratigrafiou sa zaoberali Kullmanová (1961), Michel (1973), Fedor (1977), Činčurová (1981) a Rakús (1977). Ide o súvrstvie piesčitých krinoidových vápencov a pieskovcov s vložkami tmavých piesčitých slieňov a s hojnými hľuzami až polohami silicitov. Hrúbka vrstiev a podiel jednotlivých litotypov sú veľmi premenlivé. Súvrstvie obsahuje hojnú, čiastočne silicifikovanú faunu foraminifer, hubiek, lastúrnikov, brachiopódov, belemnitov, ostrakódov a ďalších organizmov liasového až spodnodogerského veku.

Silicity s vložkami detritických vápencov

Je to variabilné, často prevrásnené a tektonizované súvrstvie kremenitých vápencov, krinoidových a spongolitických

vápencov, zelenkastosivých silicitov a tmavých slieňovcov. Vďaka tektonickému prepracovaniu má súvrstvie hrúbku 5—50 m (?). Vek ostáva neurčito stanovený (bat — kelovej ?). Toto súvrstvie je typické pre „butkovský vývoj" manínskej jednotky (Rakús, 1977).

Čorštýnske vápencové súvrstvie (Birkenmajer, 1977)

Hrúbka: 23—30 m.

Litológia: Celé súvrstvie možno rozdeliť na tri litologicky odlišné časti. „Spodné" hľuznaté vápence sú červené až hnedé, v najvyšších častiach s chloritovými povlakmi a hľuzami rohovcových jaspisov. Mikrofácia vápencov je filamentová, vek pravdepodobne kelovejský. Problémom ostáva možnosť výskytu starších polôh hľuznatého vápenca.

V strede vystupuje poloha (4—8 m) „banánových" silicitov a silicitických vápencov. Majú charakteristickú zelenkastožltú až okrovohnedú farbu. V najvyššej časti sa niekedy vyskytuje poloha ružovkastých rohovcových vápencov. Sú oxfordského veku.

Podstatná časť súvrstvia hľuznatých vápencov patrí vrchnému oxfordu až vrchnému titónu. Borza (in Borza — Michalík, 1986) tu podľa asociácie mikroplanktonických zvyškov vyčlenil sedem zón. Mikrofácia je zväčša sakokomová.

Distribúcia: Manínska jednotka Manína, Butkova a okolia Trenčianskych Teplíc, vysocká jednotka Malých Karpát, belianska jednotka okolia Čiernej Lehoty, Valaskej Belej atď. Pôvodne bol rozsah čorštýnskeho súvrstvia obmedzovaný len na pieninské bradlové pásmo.

Ladecké vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Litológia: 30—35 m hrubé súvrstvie možno rozdeliť na spodnú klastickú a vrchnú pelagickú časť. Brekciovité vápence majú neveľkú hrúbku (1—5 m), v mikritovej základnej hmote však obsahujú klasty podložných horizontov vrchného titónu až beriasu. Vyššiu časť súvrstvia tvoria pravidelné doskovité „pleťovosivé" a hnedé slienité mikritové vápence, obsahujúce dobre zachované makrofaunistické i mikrofaunistické zvyšky. Zvláštnosťou najvyššej časti súvrstvia sú občasné tenké polohy detritických vápencov turbiditického pôvodu.

Hranice: Skrytú diskordanciu s podložným čorštýnskym súvrstvím indikuje len poloha brekcií a stratigrafický hiát. Smerom do nadložia ladecké súvrstvie plynule prechádza do mraznického súvrstvia (najvyššia časť môže byť laterálne ekvivalentná).

Fosílie: Mikroplanktón je zo zóny Calpionellites, v klastoch sa nachádzajú i staršie asociácie. Dobre sa zachovali aptychy *Lamellaptychus aplanatus aplanatus* (Gill.), *L. aplanatus retroflexus* Trauth, *L. seranonis seranonis* (Coq.) atď., amonity *Olcostephanus* sp., *Killianella* sp., ? *Ptychophylloceras* sp. atď.

Vek: vrchný berias — vrchný valangin.

Distribúcia: Charakteristický vývoj sa zatiaľ pozoroval len na Butkove, v klastoch a ojedinelých výskytoch je známy aj z iných lokalít.

Ekvivalenty: Časový ekvivalent fácie Biancone, mikrofaciálnym charakterom sa však viac podobá fácii Majolica, od ktorej sa líši slienitejším charakterom.

Mraznické vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 30—40 m, niekedy i viac.

Litológia: Sivé, viac i menej slienité, škvrnité mikritické vápence s nepravidelnými vložkami slieňa. Farba karbonátu (od fialovastotmavosivej po hnedosivú)

závisí od množstva ílovitej, železitej a organickej prímesi v sedimente. Vyskytujú sa mikroskopicky nanokónové biomikrity, lokálne až rádiolóriová mikrofácia alebo rádiolóriovo-spongolitová mikrofácia. V spodnej časti súvrstvia sú bežné polohy organoklastických vápencov turbiditického pôvodu hrubé spravidla 25—30 cm.

Hranice: Vrchná i spodná hranica býva neostrá, daná postupným prechodom do nadložných a z podložných súvrství.

Fosílie: Okrem horninotvorných nanokónov sa v ňom zistilo množstvo drobných kostier mikroplanktonických organizmov, foraminifer, ihlíc hubiek, ostnokožcov a pomerne hojná, ale deformovaná makrofauna (amonity, belemnity, aptychy atď.).

Vek: Vrchný valangin, podstatná časť na iných lokalitách hoteriv (inde môže zasahovať až po vrchný barém !).

Distribúcia: Manínska jednotka Butkova. Súvrstvie je však typické i pre čelové šupiny krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch a v okolí Drietomy, vyskytuje sa v Malej i Veľkej Fatre a na severných svahoch Vysokých a Nízkych Tatier.

Ekvivalenty: Súvrstvie laterálne prechádza do silne slienitých vápencov až slieňovcov. Vo vysockej jednotke Malých Karpát ho nahradzujú zbridličnatené rohovcové vápence.

Kalištianske vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 65—80 m.

Litológia: Súvrstvie zastupujú dva vrstvové členy: spodné zelenkasté, svetlosivé vápence s obrysovými rohovcami a vrchnejšie celistvé hnedosivé vápence s ojedinelými tmavosivými rohovcami s neostrým obmedzením.

Podľa mikroskopického pozorovania ide v oboch prípadoch o nanokónové biomikrity.

Hranice: Súvrstvie v spodnejších častiach lomu neostro hraničí s mraznickým súvrstvím, kým na vyšších etážach leží na báze turbiditická poloha na spodnej ploche s mechanoglyfmi typu fluid casts. Horná hranica je ešte menej zreteľná: niekedy ju vymedzuje vložka čiernych „barremitových" slieňovcov, inokedy plynule prechádza do nadložných lúčkovských vápencov.

Fosílie: Spodný člen obsahuje pomerne časté aptychy *Lamellaptychus angulicostatus longus* Trauth, L. *angulocostatus angulicostatus* (Pict. et Lor.), amonity *Lytoceras subfimbriatum* (d'Orb.), *Crioceratites* (Cr.) *duvali* (d'Orb.), *Euphylloceras* sp., *Plesiospitidiscus* sp., *Ptychoceras* sp., *Partschiceras infundibulum* (d'Orb.), belemnity *Duvalia* sp., *Hibolites* sp., *Pseudobelus brevis* Paq., kalíšky krinoidov, brachiopóda a ichnofosílie *Chondrites* a *Zoophycos*. Z mikrofosílií sú časté foraminifery *Spirillina* sp. a *Patellina* sp., mikroplanktonické organizmy *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *Colomisphaera vogleri, C. heliosphaera, Stomiosphaera echinata,* globochéty a nanokóny (Borza et al., 1983).

Charakteristická mikroasociácia organizmov vyššieho člena pozostáva z článkov krinoidov, úlomkov bivalvií, ostrakódov, ostnokožcov, foraminifer, globochét, kadosín, kolomisfér, *Tintinnopsella carpathica* atď. Vo vyššej časti pribúdajú hedbergellidné foraminifery. Z makrofosílií sa aptychy vyskytujú iba v nižších horizontoch, zriedkavé sú belemnity, ojedinelé veľké krioceratikonné amonity a lingulidné ramenonožce.

Vek: Stratigrafické rozpätie spodného člena odhadujeme na vyšší spodný až vrchný hoteriv, vyššieho člena na vyšší vrchný hoteriv, možno až spodný barém.

Distribúcia: Butkov.

Ekvivalenty: V rozsiahlych oblastiach tvorených krížňanským príkrovom v Strážovských vrchoch vystupuje na báze ba-

PRAZNOVSKÉ SÚVRSTVIE (flyš)
Batymetria
2000m 1000m 0
Predpokladaná hĺbka sedimentačného prostredia v metroch
Sedimentácia
Rýchlosť sedimentácia v mm/1000 rokov
10 20 30 40 50
Transport
Prínos organogénneho materiálu • prínos terrigeno - detritu
Geolog. vývoj
HIÁT • SUBSIDENCIA
PROGRADÁCIA PLYTKOMORSKEJ KARBONÁTOVEJ PLATFORMY
PANVY
KARBONÁTOVÁ SEDIMENTÁCIA
HEMIPELAGICKÁ
EUPELAGICKÁ ± KARBONÁTOVÁ SEDIMENTÁCIA
VZNIK • PELAGICKEJ ± PLATFORMOVEJ
ZÁNIK DETRITICKO-KARBONATICKÉHO SELFU
SUBSIDENCIA PANVY
Prínos terrigénneho detritu
STREDNÁ KRIEDA
SPODNÁ KRIEDA
LIAS
DOGER
MALM
cenoman
alb
apt
barém
hoteriv
valangin
berias
titón
kimeridž
oxford
kelovej
baton
bažos
álen
toark
domer
pliensbach
sinemúr
BUTKOVSKÉ SLIENE
Sivé škvrnité sliene
hard ground
masívne detritické vápence
PODHORSKÉ VÁP.
tmavé detritické rohovcové vápence
bazálna brekcia
LÚČKOVSKÉ VÁPENCE
žlto vetrajúce „belemnitové" vápence
barremit. sliene
KALIŠTIANSKE VÁPENCE
hnedosivé vápence
sivé rohovcové vápence
MRAŽNICKÉ VÁPENCE
škvrnité vápence s turbiditickými vložkami
LADECKÉ VÁPENCE
pleťovosivé celistvé vápence
brekciovité vápence
ČORSTÝNSKY VÁP.
červené hľuznaté vápence s vložkami krinoidových váp. a silicitov
krinoidové váp. a silicity
SKUPINA HOMOLE
tmavosivé silicity a ílovce
tmavosivé organog. vápence
TUNEŽICKÉ VÁPENCE
sivé piesčité krinoidové vápence

rémskych uložení pseudothurmanniový horizont — charakteristický súbor fosiliférnych vápencov. Na Butkove nie je vyvinutý.

Lúčkovské vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 35 m.

Litológia: Spodný člen (nesúvisle vyvinutý) tvoria čierne slieňovce s vložkami sivých, slienitých, škvrnitých vápencov. Podstatná časť súvrstvia („belemnitové vápence") pozostáva z lavicovitých, sivých, žltkasto zvetrávajúcich mikritových vápencov s bochníkovými hľuzami čiernosivých rohovcov. Vrstvové plochy sú nerovné, často hľuznaté, v mnohých prípadoch so stopami gravitačného hrnutia bahna až po výskyty tenkých horizontov intraformačných brekcií. Povrch iných lavíc je poznamenaný miernou submarinnou eróziou, miestami ho pokrýva množstvo usmernených rostier belemnitov. Rohovce sa vyskytujú najčastejšie vnútri lavíc, často v nesúvislých polohách. V najvyšších častiach súvrstvia je priebeh rohovcových pruhov zreteľne deformovaný do rozmerných sklzových vrás.

Hranice: Spodná hranica je neostrá, v niektorých prípadoch vymedzená slieňovcovou polohou voči podložnému kališťianskemu súvrstviu. Vrchnú hranicu udáva erozívny kontakt bázy nadložného podhorského súvrstvia.

Fosílie: Mikroasociácia fosílií pozostáva z hojných nanokónov, ihlíc hubiek, rádiolárií, foraminifer, ostrakódov, kadosín, stomiosfér a globochét. Z makrofauny sa vyskytujú hojné hubky, články ostnokožcov (ihlice ježoviek i kalíšky krinoidov), belemnity *Hibolites longior* Schwetz., *Vaunagites pistiliformis* (Blainv.), *Duvalia binervia* (Rasp.), *D. dilatata* (Blainv.), *Mesohibolites* sp., *Hibolites jaculoides* Swinn., *Mesohibolites platyurus* (Duv.-Jouve) atď. spolu s hojnými amonitmi rodu *Barremites*.

V „belemnitových vápencoch" sa vyskytujú okrem vyššie uvedených druhov *Duvalia grasiana* (Duv.-Jouve), *Mesohibolites varians* (Schwetz.), *M. minaret* (Rasp.), *M. gladiiformis* (Uhlig), *M. garshini* Stoyan.-Verg., *Hibolites mirificus* Stoyan.-Verg., z amonitov *Barremites (Barr.)* sp., *Abrytusites* ap., *Partschiceras infundibulum*, okrem nich početné brachiopódy, ježovky, gastropódy, koraly, kalíšky krinoidov a zuby rýb čeľade *Hexacanthidae*. Hojné sú nanokóny, hedbergelidné foraminifery, kolomisféry, kadosíny, stomiosféry, globochéty atď. (Michalík et al., 1986).

Vek: Spodný člen patrí podľa asociácie fosílií do spodného barému, vrchný vrchnému barému.

Distribúcia: Butkov.

Ekvivalenty: V oblasti Manína sedimentovala v rovnakej dobe „urgónska" fácia, v oblasti krížňanského príkrovu Strážovských vrchov monotónne pelagické karbonáty typu mraznického súvrstvia.

Podhorské vápencové súvrstvie (Michalík et al., 1986)

Hrúbka: 65—75 m.

Litológia: Súvrstvie začína brekciovitým členom hrubým 4—5 m, tvoreným nezreteľne gradačne vrstvenými rytmami. Klasty tvoria organodetritické vápence, rohovce, zriedkavo úlomky bázických extrúzií a tufov. Zloženie úlomkov podľa veku je barém až stredný apt. Vyšší člen, lavicovité bituminózne organodetritické vápence s čiernosivými rohovcami, sú

◀ Obr. 5. Syntetická korelatívna schéma litostratigrafického, environmentálneho a geologického vývoja sedimentov ložiska Butkov
Fig. 5. Synthetic correlation chart of lithostratigraphic, environmental and geological development of sediments in the Butkov deposit

miestami silicifikované, tvoria podstatnú časť súvrstvia.

Hranice: Spodná hranica, výrazne erozívna, vyznačuje progradáciu svahových uložení cez pelagickú karbonátovú „rampu". Vrchná hranica je neostrá, tvorená prechodom svahových uložení do sedimentov urgónskej karbonátovej platformy.

Fosílie: Najčastejšie úlomky schránok lastúrnikov a krinoidové články. Z foraminifer častejšie schránky hedbergelidného typu, *Sabaudia minuta* (Hofker), miolidy a orbitolíny *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Mesorbitolina parva* Douglas a *Orbitolinopsis simplex* (Henson). Zriedkavé sú *Koskinobullina socialis* Cherchi et Schr., *Praecolomiella trejoi* Borza, *P. boneti* Borza, *Deflandronella veracruzana* (Trejo), *Parachitinoidella cuvillieri* Trejo a mnohé ďalšie mikrofosílie. Z belemnitov sa našlo rostrum *Mesohibolites elegans* Schwetzoff.

Vek: Na základe veku klastov musí byť báza súvrstvia mladšia ako spodná časť stredného aptu. Podstatná časť súvrstvia by preto mala byť stredno až vrchnoaptská, na čo poukazujú i nálezy orbitoidných foraminifer a niektorých mikroplanktonických zvyškov.

Distribúcia: Butkov.

Ekvivalenty: Podobný vývoj sa pozoroval v haligovskom bradle (Birkenmajer, 1977), ale i v blízkej Manínskej úžine, i keď vek súvrství je rozdielny. Porovnateľný vývoj je známy z predhoria Álp, vo Vokontskej priekope, i v Bakoňskom pohorí Maďarska (súvrstvie Tata).

Butkovské slieňové súvrstvie (Kysela — Marschalko, 1984)

Hrúbka: niekoľko desiatok metrov.

Litologické zloženie: Hnedosivé vápnité sliene, miestami škvrnité, s viac alebo menej zreteľnou prímesou kremenitého siltu, občasné nepravidelné vložky slieňovca. Miestami náznaky rytmickej stavby, občasné tenké vložky ílovitého siltovca.

Hranice: Spodná hranica je výrazná, ostrá, daná sedimentárnym hiátom na ploche hard-groundu na vrchnej ploche „urgónskych" vápencov. Vrchná hranica neostrá — prechod do nadložného flyšoidného slatinského súvrstvia.

Distribúcia silicitov a jej význam pre využitie suroviny

SiO_2 vo forme kremeňa, menej chalcedónu či opálu surovinu do značnej miery znehodnocujú pre cementárske účely. Pretože klastické kremenné zrná v sledovaných horizontoch ložiska mávajú obvykle siltovú veľkosť a ich podiel na zložení horniny len zriedka presahuje 1—2 %, venovali sme najväčšiu pozornosť silicitom. Tieto horniny, ktoré z rámca spracovateľnosti vyraďujú spodnojurské až oxfordské súvrstvia, sa vyskytujú ako hľuzy i horizonty rohovcov vo vyšších malmských a spodnokriedových komplexoch. Doterajší autori (cf. Fedor, 1977) dospeli k názoru, že rohovce sú náhodne roztrúsené v celom ložiskovom komplexe. Po poznaní charakteru deformácií a členenia súvrství odkrytých lomom Butkov sme však mohli vyčleniť štyri súvrstvia, charakteristické vyšším obsahom rohovcových hľúz, splývajúcich niekedy až do stratiformných polôh.

V čorštýnskom súvrství malmských červených hľuznatých vápencov sa vyskytujú mäsovočervené rohovcové hľuzy, ktoré však nikdy netvoria zhluky a súvislejšie polohy. Takéto nahromadenie kremitej hmoty však pozorovať v polohe oveľa menej slienitých zelenkastožltých „banánových" vápencov, ktoré nezriedka samy nadobúdajú charakter silicitu.

Nadložné ladecké vápence majú zreteľnú slienitú prímes a s ňou úmerne sa zvý-

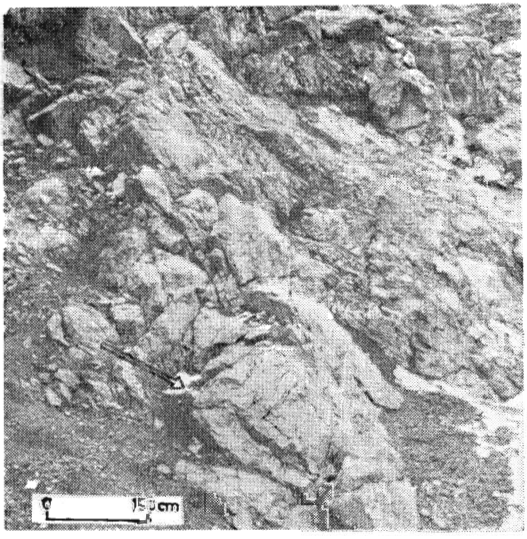
žuje podiel kremitej zložky. Väčšiu koncentráciu rohovcov možno pozorovať v ojedinelých priepustnejších, zrnitých turbiditických polohách. Takéto polohy sa vyskytujú občas vo vyššej časti ladeckého a najmä v spodnej časti mraznického súvrstvia. Pozdĺž plôch diskontinuity na báze klastickej vložky i na jej rozhraní s nadložnými pelagickými vápencami je zrejmé obohatenie kremitou hmotou, hľuzy sivého rohovca sú však roztrúsené i vnútri turbiditickej polohy. Vo vyšších častiach tejto polohy hľuzy niekedy splývajú do súvislejších tenkých stratiformných rohovcových teliesok. Polohy rohovcov bývajú niekedy zvýraznené i v blízkosti zlomových a drvených zón.

Celkom odlišný charakter majú rohovce kališťianskeho súvrstvia. Hľuzy tmavosivého rohovca majú často koncentrickú stavbu, pričom jadro alebo podpovrchová zóna ostávajú neprekremenené. Tieto „obrysové" rohovce majú nepravidelný bochníkovitý, piškótovitý alebo podlhovasto oválny tvar a veľkosť od niekoľkých do 50 cm v priemere. V hornine sú viacmenej pravidelne rozptýlené, nikdy netvoria rohovcové horizonty. Zvláštnosťou býva zachovanie schránok brachiopódov, amonitov či belemnitov, uzavretých v rohovcových hľuzách (na rozdiel od nálezov z okolitej horniny nie sú deformované kompakciou sedimentu). Tento fakt poukazuje na ranodiagenetický vznik rohovcov v súvrství.

Vrchný člen kališťianskeho súvrstvia obsahuje sporadicky roztrúsené drobné (4—5 cm) čiernosivé rohovce. Majú zhruba izometrický tvar, horizonty nevytvárajú a na hmote horniny sa výrazne nepodieľajú. Smerom do nadložia pribúda slienitej zložky a rohovce miznú. Nadložné nepravidelne vyvinuté čierne „barremitové" slienе rohovce neobsahujú.

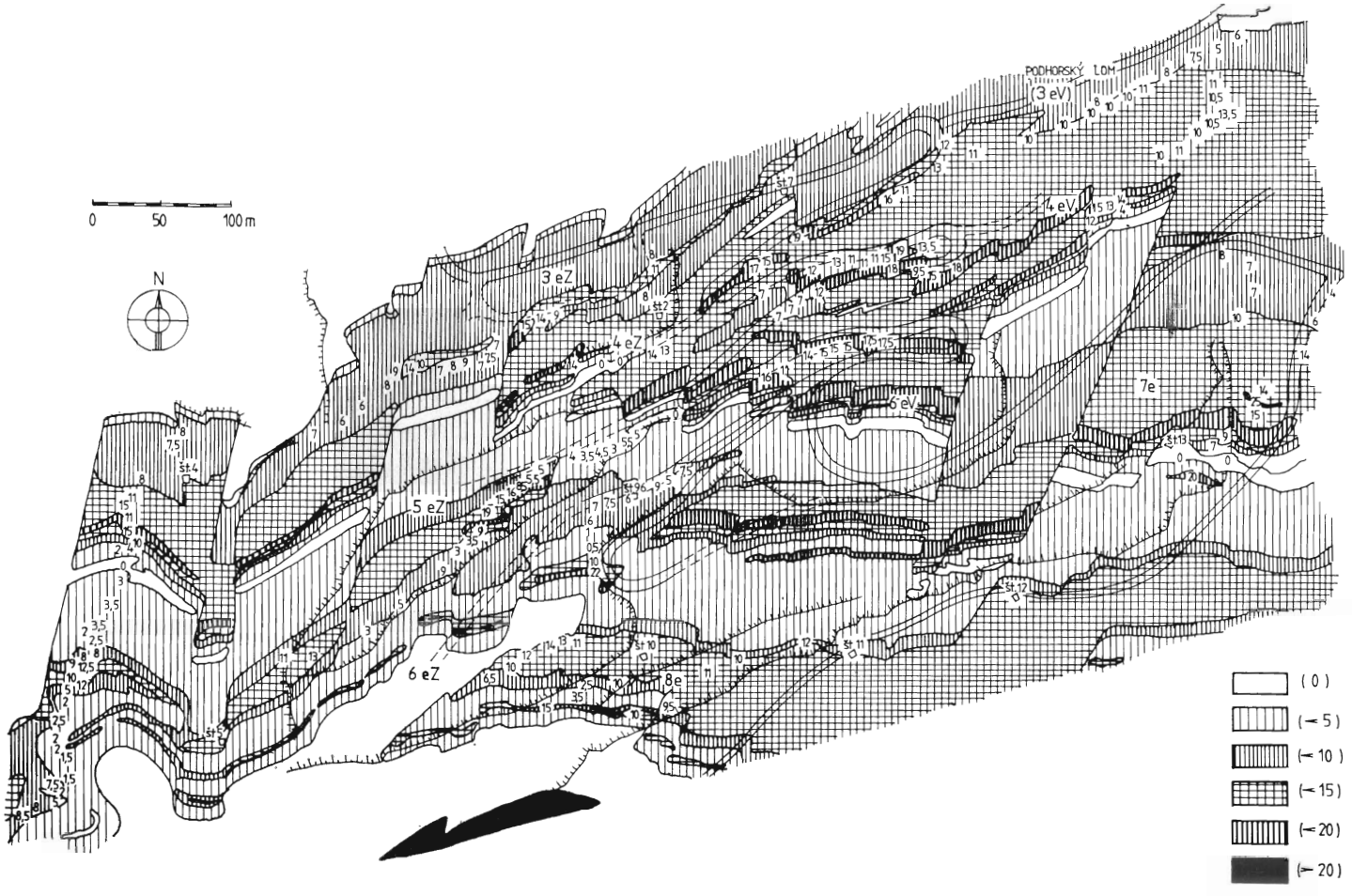
Lúčkovské súvrstvie obsahuje zreteľný, i keď kolísavý podiel slienitej prímesi a vložky slieňov. Napriek tomu sa uprostred lavíc vyskytujú časté hľuzy až horizonty tmavosivých rohovcov. Polohy vápencov vo východnej časti piatej etáže, kde sú vápence menej výrazne lavicovité a slienitejšie, obsahujú menej rohovcov. Hľuzy rohovca majú plochý bochníkovitý tvar, dosahujú veľkosť 7—8 až 80—90 cm. Horizonty rohovcov niekedy paralelne sledujú povrch lavíc vápenca, inokedy (hlavne v mocnejších laviciach) sú zložito zvlnené a skľukatené (1. etáž) alebo chaoticky rozhádzané (3. EZ). Bližšie sledovanie ich usporiadania indikuje deformácie horniny v poloplastickom stave. Gravitačne skĺzavajúci sediment teda už obsahoval rohovcové hľuzy (obr. 6).

Súvrstvie podhorských vápencov obsahuje nepravidelne oválne i zložito vetvené valcovité hľuzy čiernych rohovcov, prenikajúce horninou často bez vzťahu k vrst-



Obr. 6. Skĺzové vrásy vo vrchnej časti lúčkovského súvrstvia zvýraznené deformáciou rohovcových horizontov na 1. etáži lomu Butkov

Fig. 6. Slump folds in the upper part of the Lúčkovská Formation pronounced by deformations of cherty horizons on the 1st level of the Butkov quarry



Obr. 7. Distribúcia obsahu makroskopicky pozorovaných rohovcov v priestore lomu Butkov. Údaje v cm^2 na 1 m pozorovanej plochy prierezu vrstevnými telesami

Fig. 7. Distribution of megascopic chert occurrences in the Butkov quarry. Data in $cm^2 . cm^{-1}$ observed profile surface accross bedding bodies

vovitosti. Stratiformné koncentrácie rohovcov sa vyskytujú najmä na báze detritického súvrstvia nad bazálnou brekciou. Samotná bazálna brekcia tiež obsahuje rohovcové klasty podobného vzhľadu. Vzhľad, rozmiestnenie a textúry rohovcov podporujú predpoklad o ich neskorodiagenetickom vzniku v už spevnenom sedimente: rohovce prenikajú pórovitejšími partiami sedimentu, výplňami dúpät infauny, laminkami alebo hniezdami hrubého detritu. Smerom do nadložia rohovcov ubúda, v „urgónskych" organogénnych vápencoch, tvoriacich najvyššiu časť vápencového komplexu, sú rohovce len ojedinelé.

Obsah rohovcov meraný v cm^2 na plochu 1 m^2 rezu vrstvou jednotlivých súvrství ložiskového komplexu je nasledujúci: masívne sivé „urgónske" vápence 0—5000, podhorské súvrstvie 10 000—12 000, bazálna brekcia podhorského súvrstvia 6000—10 000, lúčkovské súvrstvie 9000—18 000, kališťanske súvrstvie, vrchný člen 3000—9000, kališťanske súvrstvie, spodný člen 9000—12 000 (lokálne do 18 000), mraznické súvrstvie 3000—5000 (lokálne do 20 000) a ladecké súvrstvie 2000—4000 cm^2. Mraznické, spodný člen kališťanskeho, ladecké a podhorské súvrstvie teda obsahujú horizonty so zvýšeným podielom rohovcov. Najspodnejší z nich, v mraznickom súvrství, predstavuje len lokálne tenké akumulácie viazané na turbiditické polohy v inak bezrohovcovom sedimente. Nemožno ich oddeliť selektívnou ťažbou, a preto ich treba zohľadniť pri definovaní priemerného obsahu SiO_2. Druhé, kališťanske súvrstvie, má podiel rozptýlených „obrysových" rohovcov (do plochy boli zhrnuté i neprekremenené „jadrá" hľúz), ktorý by nemal predstavovať vážnejšiu prekážku pri technológii výroby cementárenského slinku. Najvyššie rohovce obsahujúce horizonty sú pomerne samostatným celkom, ktorý by mohol byť ťažený selektívne, podľa požadovaných technologických vlastností suroviny. Tieto horniny majú rad negatívnych vlastností (vysoký podiel rohovcov, síry, fosforu, železa, hrubozrnnú štruktúru), ktoré ich znevýhodňujú z hľadiska technológie spracovania cementárenskej suroviny (obr. 7).

Porovnaním obsahu rohovcov s priemernými chemickými analýzami hornín jednotlivých súvrství (Michalík et al., v tlači) možno zistiť, že obsah SiO_2 v hornine nie je vždy do detailov korelovateľný s podielom rohovcov v nej. Podiel klastického kremeňa je všeobecne nízky, klastické kremenné zrná sú hojné len v čorštýnskych hľuznatých vápencoch. Podiel „nerohovcového" SiO_2 teda treba pripísať prekremeneniu horniny. Podľa Fedora (1977) sa silicifikácia prejavila v štyroch formách: a) masovou silicifikáciou horniny, b) selektívnou silicifikáciou pórovitých partií horniny, c) selektívnou silicifikáciou organických zvyškov, d) vznikom autigénneho kremeňa. Prvé tri prípady sa líšia zrejme množstvom prinášanej kremenitej hmoty. Prvý prípad je bežný v jurských súvrstviach, druhý najmä v podhorskom súvrství. Tretiu formu silicifikácie možno najlepšie pozorovať v kališťanskych vápencoch. Gél kyseliny kremičitej zaplnil priestor po vylúhovanej (resp. zatlačenej) hmote fosílie, ale nepresiahol jej obrysy. Vzniknutý chalcedón má obvykle hrubosférickú stavbu, okraje lemuje jemnosférický chalcedón, inokedy i kalcit. Tento okraj vznikol vyplnením medzery po kontrakcii pôvodného gélu. Selektivitu pri vypĺňaní odlišných organických zvyškov možno vysvetliť rôznou rezistenciou pôvodného aragonitu, kalcitu či Mg kalcitu, ktorý tvoril kostry organizmov rozličných taxónov.

Pri metasomatóze mikritického kalu Si zložkou sa tvorili ílovité, bituminózne a kalcitické „fronty", tlačené pred čelom

vlastnej silicifikačnej zóny v mieste vzniku rohovcovej hľuzy. Fedor (1977) opisuje kontrastné zloženie partií horniny priľahlej k silicifikovaným miestam. Tieto partie majú znížený podiel kremenných zŕn, okrem toho mnohé zo zachovaných zŕn sú zjavne korodované kalcitovým tmelom. V rohovcovej mase sa pritom tvorili syngenetické klenčeky karbonátu a agregáty pyritu. Druhotná orientácia alochém, vedúca k vzniku mikrovrstvovitosti, bola zrejme kombinovaným produktom šírenia jednotlivých „frontov" i stlačenia okolitých partií horniny v priebehu neskorej diagenézy a nasledujúcich tektonických procesov.

Štvrtá forma prekremenenia — vznik autigénnych kryštálikov kremeňa — sa v súvrstviach butkovského telesa vyskytuje pomerne zriedkavo, oveľa menej často ako v súvrstviach krížňanského príkrovu (ešte vzácnejšie sú autigénne živce, ktoré bývajú v mezozoických súvrstviach centrálnych Karpát celkom bežné).

Poďakovanie

Organizačnú, technickú a ďalšiu pomoc pri zabezpečovaní geologického výskumu ložiska Butkov poskytli členovia komplexnej racionalizačnej brigády RNDr. J. Fedor, CSc., RNDr. J. Michel, CSc., a Ing. J. Vavro, za čo im patrí naša srdečná vďaka. Za cenné rady ďakujeme tiež prof. RNDr. M. Mišíkovi, DrSc., a RNDr. M. Rakúsovi, CSc.

Náš príspevok vznikol vo vzájomnej spolupráci s RNDr. Karolom Borzom, DrSc., ktorý sa venoval otázkam mikrobiostratigrafického datovania spodnokriedových horizontov a ich mikrofaciálnej charakteristike. Žiaľ, jeho náhla smrť znemožnila dokončiť tieto výskumy. Napriek tomu predbežné výsledky, ktoré pri spoločnej práci dosiahol, nám slúžili ako opora pri biostratigrafických koreláciách. Túto prácu preto venujeme jeho pamiatke.

Literatúra

Andrusov, D. 1929: Urgon vážského údolí. *Věstn. St. geol. Úst. (Praha), 5, 137—147.*

Andrusov, D. 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, I-II. *Rozpr. St. geol. Úst. ČSR (Praha), 6, 1—167.*

Andrusov, D. 1932: Geologická studie v pohoří Větrných Holí. *Věstn. St. geol. Úst. (Praha), 8, 7—74.*

Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, III, Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. ČSR (Praha), 9, 1—135.*

Andrusov, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch, IV-V. *Geol. Práce, Zoš., 13, 1—176.*

Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. *Bratislava, SAV, 375 s.*

Andrusov, D. — Scheibner, E. 1960: An outline of the present state of knowledge about the geology of the Klippen Belt between river Vlára and town Tvrdošín. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 11, 2, 239—279.*

Began, A. 1961: Krieda bradlového pásma medzi Púchovom a Bošáckou dolinou. *Geol. Práce, Spr., 22, 69—82.*

Began, A. 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Zoš., 62, 239—244.*

Began, A. et al. 1963: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Považská Bystrica. *Manuskript — Geofond Bratislava, 70 s.*

Began, A. — Borza, K. — Salaj, J. 1966: Poznámky k výskytu manínskej série Z od Trenčína. *Geol. Práce, Zpr., 40, 168—170.*

Began, A. 1968: Geologická stavba manínskej série a bradlového pásma stredného Považia. *Manuskript — Geofond Bratislava, 142 s.*

Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. Pol., 45, 158 s.*

Borza, K. 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum vrchnej jury a spodnej kriedy belianskej série (Strážovské vrchy). *Geol. Práce, Spr., 74, 33—56.*

Borza, K. — Fedor, J. — Michalík, J. — Vašíček, Z. 1983: Litologicko- stratigrafické a tektonické pomery a chemicko-technologické vlastnosti ložiska cementárenských surovín — Butkov. *Manuskript — Geofond Bratislava, 350 s.*

Borza, K. — Michalík, J. — Michel, J. — Vašíček, Z. — Vavro, J. 1986: Zhodnotenie litologicko-stratigrafických a tektonických pomerov a chemicko-technologických vlastností hornín ložiska cementárenských surovín Butkov. *Manuskript — Geofond Bratislava, 236 s.*

Borza, K. — Michalík, J. 1987: On stratigraphy and lithology of Czorsztyn Limestone Formation in the Central

West Carpathians (Jurassic, Malm). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 3, 259—284.*

Činčurová, E. 1974: Nové nálezy belemnitov z vrchného liasu manínskej jednotky pri Tunežiciach. *Zbor. Slov. nár. Múz., 20, 25—34.*

Fedor, J. 1977: Petrografický a chemicko-technologický výskum karbonátových hornín ložiska Butkov. *Manuskript — Kat. petrogr. min. Univ. Komen. Bratislava, 34 s.*

Foetterle, F. 1864: Geologische Aufnahmungskarte des Trentschiner Commitates zwischen Teplic, Zljechow, Pruzsina und Waag-Bistritz. *Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 15, 224—226.*

Kulcsár, K. 1917: Geologische Beobachtungen in der nordwestlichen Karpaten. *Jahresb. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 185—214.*

Kullmanová, A. 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Belušských Slatín. *Geol. Práce, Zpr., 21, 127—132.*

Kysela, J. — Marschalko, R. — Samuel, O. 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr., 78, 143—168.*

Maheľ, M. 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 18, 78 s.*

Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Miner. slov., 10, 4, 289—309.*

Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner. slov., 12, 3, 193—207.*

Maheľ, M. 1984: Tektonická mapa 1 : 10 000 pohoria Strážovské vrchy. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava, AP 7416.*

Michalík, J. — Borza, K. — Vašíček, Z. 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov (Manín Unit, West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 323—348.*

Michel, J. — Hasch, J. — Bondarenková, A. — Urban, V. 1984: Informatívna správa a výpočet zásob Ladce — Butkov — DP, cementárske suroviny. Stav k 10. 1. 1984. *Manuskript — Geofond Bratislava, 328 s.*

Michel, J. 1973: Tunežice — stavebný kameň. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript — Geofond Bratislava, 96 s.

Michel, J. — Windt, D. — Kotras, J. 1966: Ladce — cementárske suroviny. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript — Geofond Bratislava, 123 s.*

Paul, M. C. 1865: Geologische Verhältnisse des Gebietes zwischen Sillein, Facskow und Waag-Bistritz. *Jb. Geol. Reichsanst., Verhändl. (Wien), 14, 227—228.*

Rakús, M. 1975: Pestrá vrchná krieda „couches rouges" v manínskom príkrove. *Geol. Práce, Spr., 63, 211—213.*

Rakús, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr., 68, 21—38.*

Roth von Telegdi, Z. 1917: Beiträge zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Illava und Bad Bellus. *Jahresb. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1914.*

Salaj, J. — Samuel, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide (Slowakei). *Bratislava, GÚDŠ, 292 s.*

Salaj, J. — Gašparíková, V. 1984: Albian and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín Belt on the basis of Foraminifera and nannofossils in the Belušské Slatiny — Slopná area. *Schriftenr. Erdwiss. Komm. (Wien), 7, 43—65.*

Štofko, J. 1978: Geologicko-tektonické pomery manínskej série v oblasti bradla Butkov. *Manuskript — Geofond Bratislava, 45 s.*

Štúr, D. 1860: Bericht über die geologische Übersicht-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jahrb. geol. Reichsanst. (Wien), 11, 1, 17—151.*

Geology and stratigraphy of the Butkov Lower Cretaceous limestone deposits, Manín Unit, Middle Váh Valley (Western Slovakia)

Present, in several aspects controversial opinions concerning Mt. Butkov structure and appurtenance, are revided in the first part of this paper. We attempted, on the base of several years of detailed study, to obtain a better documented interpretation of the stratigraphy and structure of this area. Now it seems to be evident, that the Butkov-body has been affected by much more complex tectonics, than hitherto supposed. South-vergent flat overthrust of the Butkov-fold core is one of the most striking, but until recently

unknown structures. Normal slip faults with NW- and southern dip prove the presence of distensional stresses during tectogeny. The Butkov body itself is dissected by transversal fault system into several segments. Lúčkovská Valley fault zone caused right lateral slip movement 0,75 km in amplitude. Such a movements have been caused by Miocene stress which has lead to arching of Western Carpathians out of more-less continuous Alpine-Carpathian orogene front.

In our field works, detailed stratigraphical and lithological study has been stressed. Complete exposure of Lower Cretaceous sequence by a system of quarries and prospecting galleries, abundance of stratigraphically important and well preserved fossils gave us the chance to compare this locality with other national Lower Cretaceous key-sections in the European Alpides. Detailed lithological research in Jurassic and Lower Cretaceous sections enabled the characterization of individual lithostratigraphical units (five of them have been distinguished for the first time).

Tunežice Limestones are sandy crinoidal limestones and sandstones with silicified benthic fauna, representing Liassic to Lower Dogger strata.

The Czorsztyn Formation (30 m thick) represented by red nodular limestones is divided by greenish yellow silicite band into lower Callovian-Oxfordian and Upper Oxfordian-Tithonian members.

The Ladce Formation (30—35 m thick) consists of lower breccia member and of upper "sublithographic" micrital nannocone limestone member. Its age is Upper Berriasian to Lower Valanginian.

The Mráznica Formation (30—40 m) is formed by marly spotted micrital limestones with irregular marly intercalations. Its lower part contains several allodapic organodetrital limestone beds. M. Formation is late Valanginian in age.

The Kalište Formation (65—80 m): light greenish-gray limestones with "conture-cherts" are followed by brownish gray micrital limestones. The age of both the members is lower Hauterivian to lower Barremian.

The Lúčkovská Formation (35 m thick) consists of two members. The lower, black "Barremites-marl" contains intercalations of gray spotted limestones. Overlying "belemnite limestone" comprises intercalations of intraformational breccia, belemnite rostra oriented by currents and nodules of black chert. The uppermost part of L. Formation are often deformed by submarine slumping. Age: late Lower Barremian to Lower Aptian (?).

The Podhorie Formation (65—75 m) starts with breccia layer, followed by bedded bituminous organodetrital limestones with dark-gray cherts. It represents slope deposits of prograding carbonate platform. Carbonate platform itself, represented by Lower Albian pale gray massive organogene limestones (40—45 m thick) was not characterized more in detail. They finish by a hard-ground surface covered by Mid-Albian deep water Butkov marls.

The detailed lithological characterization of individual lithostratigraphic members and horizons allowed more exact estimation of harmful admixture from the view-point of cement raw materials. SiO_2 in form of quartz, less frequently in chalcedony or opal is one of such agens. It is usually concentrated in turbidite rhythms of the Ladce- and Mraznica Formations, in cherty horizons of the Lúčkovská Formation and (predominantly) in the Podhorie Formation. Cherts of the Kalište Formation have high carbonate content, which makes them easily disintegrable by heating in cement production technological process. The cherts of individual formations differs mutually not only by morphology, but also genetically. Several facts indicate early diagenetic origin of chert nodules in the Kalište- and Lúčkovská Formations. On the other hand chert concretions in the Podhorie Formation and in allodapic rhythms of the Ladce- and Mraznica Formations were probably still growing during several stages of sediment compaction.

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 135—157*

Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát

MARIÁN PUTIŠ

Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Doručené 2. 12. 1985

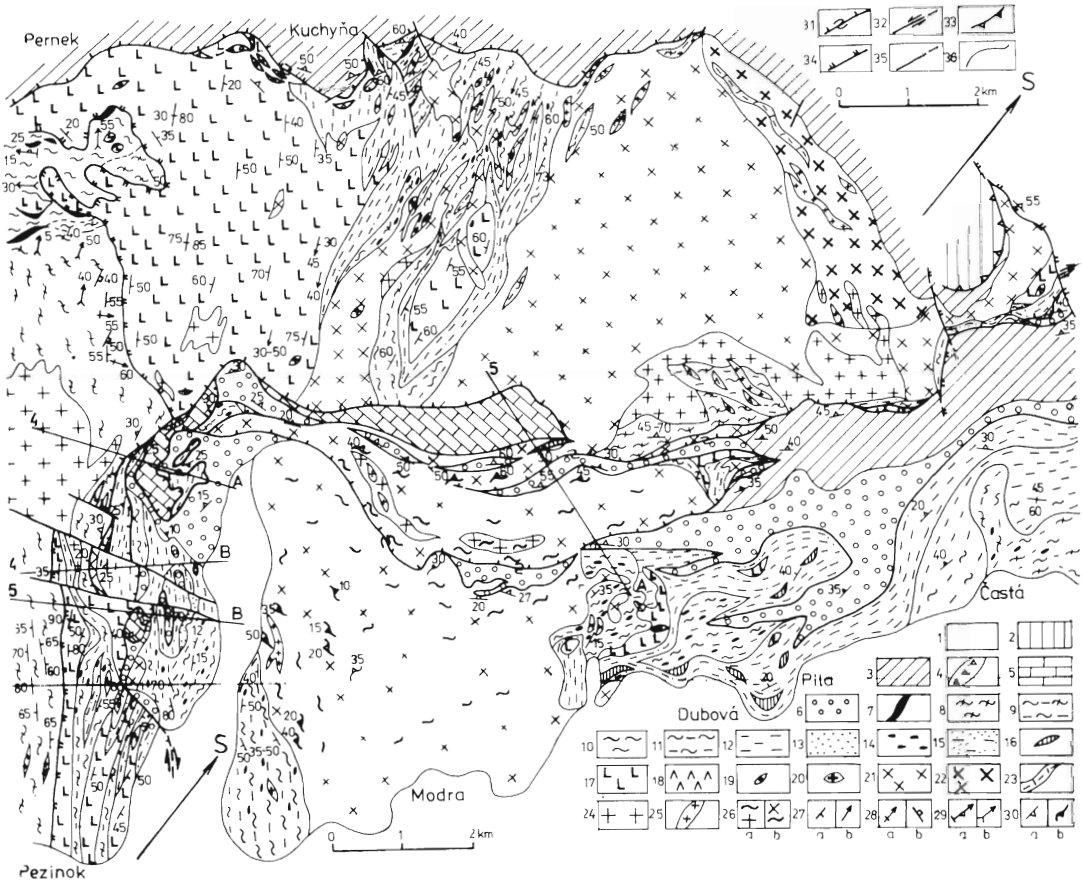
Геология и тектоника югозападной и северной части кристаллинкума Малых Карпат

Предметаморфное развитие кристаллиникума Малых Карпат (Западные Карпаты) представляла флишевая седиментация силура-нижнего девона, которая завершилась седиментацией тёмных силифицированных сланцев и последующим базальтовым вулканизмом в среднем даже верхнем девоне. Следующее развитие кристаллиникума было связано со зональным регионально-периплутоническим метаморфизмом и гранитоидным плутонизмом в самой верхней части девона даже нижнего карбона. Завершающий герцинский тектонический стиль является складчато-кливажным с вееропоподобным горизонтальным развитием метаморфной фолиации. Воздействием альпинской тектоники ($АД_2$ деформационной стадии-передвижение фундамента покрова к СЗ) был братиславский сегмент передвинут к ЮВ через гармонский сегмент вдоль стрижно-насувной плоскости, которая позднее подверглась складчатости стадии $АД_3$.

Geology and tectonics in the southwestern and northern part of the Little Carpathian crystalline

Pre-metamorphic development of the crystalline in the Little Carpathian Mts. was characterized by flysch sedimentation during Silurian to Lower Devonian terminated by the deposition of dark quartzitic slate and subsequent basic volcanism of Middle to Upper (?) Devonian age. Subsequently the sequence was influenced by zonal regional-periplutonic metamorphism during the Uppermost Devonian and Lower Carboniferous. The resulting Hercynian tectonic style was a folded-cleavage type displaying fan-like course of metamorphic foliation planes in the horizontal plane. Due to the influence of Alpine tectonics (the AD_2 deformational stage, i. e. the termination of basement nappe thrusting to the NW), the Bratislava segment of the crystalline has been thrust to SE over the Harmónia segment along a shear-thrust surface that later became itself folded during the AD_3 deformational stage.

Doterajšie poznatky o geológii kryštalinika Malých Karpát sú vyjadrené v mapách Cambela (in Buday et al., 1962; in Maheľ — Cambel, 1972), ktorý tu odlíšil dve základné série: spodnú — pezinsko-pernecku a vrchnú — harmónsku. Cambel medzi sériami nepredpokladá výraznejší stratigrafický hiát a priraďuje ich k jed-



Obr. 1. Geologicko-tektonická mapa strednej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát (Putiš, 1984). 1 — kvartér, 2 — mezozoikum krížňanského príkrovu, 3 — paraautochtónny mezozoický pokryv, nečlenený, 4 — karbonatické brekcie liasového pokryvu s úlomkami metabázik podložného kryštalinika, 5 — metamorfované vápence a dolomity stredného triasu paraautochtónneho pokryvu, 6 — pestrofarebné arkózy (perm ? v podloží kremencov) a kremence spodného triasu paraautochtónneho pokryvu, 7 — ultramylonity a blastomylonity metapelitov, 8 — metapelity (Chl_2, $Bi_{1,2}$, $Mu_{1,2}$, Gr, St, And_1, Sill) spodnej časti formácie A, 9 — metapelity ($Chl_{1,2}$, Bi_{1-3}, $Mu_{1,2}$, Gr, ± Cor, Ser_2) strednej časti formácie A bratislavského segmentu východne od Kuchyne a severne od Pezinka, 10 — metapelity ($Chl_{1,2}$, $Bi_{1,2}$, Mu, Gr) strednej časti formácie A bratislavského segmentu východne od Perneku, 11—12 — metapelity a metapsamity (Chl_1, Ser, $Mu_{1,2}$, ± Cor, ± Bi_3, ± Ser_2) strednej časti formácie A harmónskeho segmentu, 13 — metapsamity (Ser_1, Chl_1, ± Bi) vrchu strednej časti alebo miestami najvrchnejšej časti formácie A harmónskeho segmentu, 14 — škvrnité až plodové kontaktne metamorfované bridlice (Cor, Bi_3, ± $Andl_2$, Ser-Mu_3) harmónskeho i bratislavského segmentu, 15 — grafitické bridlice a metakvarcity, grafiticko-kvarcitické metapelity (Ser, Mu, ± Bi, ± Act) spodnej časti formácie B obidvoch segmentov, 16 — metakarbonáty, erlány (Cc, Gr, Wols, Ve) harmónskeho segmentu, 17 — metabáziká a metatufy (Chl, Ep, Act, Hrb_{green}, ± Bi) vrchnej časti formácie B obidvoch segmentov, 18 — mandľovcové metabáziká formácie A bratislavského segmentu, 19 — gabrodiorit, 20 — kremenný amfibolicko-biotitický diorit, 21 — biotitický granodiorit (modranský typ), 22 — autometamorfovaný granodiorit, 23 — zóny silnej hydrotermálnej premeny granodioritu so zrudnením (hematitové brekcie), 24 —

stredno a drobnozrnný muskoviticko-biotitický granit, 25 — aplity, pegmatity, 26 — mylonity až ultramylonity, a — granitu, b — granodioritu, 27 — hercýnska metamorfná, a — foliácia (S_1), b — lineácia (V_1 — synmetamorfné vrásy bez kliváže), 28 — a — osi B hercýnskych klivážových vrás (V_1), b — hercýnska synmetamorfná krenulačná kliváž (S_2), 29 — a — osová rovina prevrátených až ležatých medzifoliačných mezo a makrovrás (AV_1) v Gr-Bi fylitoch pri Perneku, b — osi B zalomených vrás (AV_3), 30 — a — alpínska foliácia (AS_1) v mezozoickom obale, b — kataklastická foliácia (AS_1) v kryštaliniku, 31 — prevrásnená (AV_2) strižno-násunová plocha (AS_1) bratislavského segmentu cez harmónsky segment, 32 — bočný posun pozdĺž modranskej prešmykovo-vrásovej zóny, 33 — presunová plocha krížňanského príkrovu, 34 — prešmykové plochy, 35 — zlomy, 36 — geologické hranice. (Použité skratky minerálov: Act — aktinolit, Andl — andaluzit, Bi — biotit, Cc — kalcit, Chl — chlorit, Cor — cordierit, Ep — epidot, Gr — granát, Hrb_{green} — zelený amfibol, Mu — muskovit, Ser — sericit, Sill — sillimanit, St — staurolit, Ve — vezuvián, Wols — wolastonit.)

Fig. 1. Geological and tectonic map of the central and northern part of Little Carpathian crystalline (Putiš, 1984). 1 — Quaternary, 2 — Mesozoic of the Krížna nappe, 3 — para-autochtonous Mesozoic cover, undivided, 4 — carbonate breccia of Liassic cover with metabasite fragments from the underlying crystalline, 5 — metamorphosed limestone and dolomite (Middle Triassic) of the para-autochtonous cover, 6 — variegated arcose (Permian ?) in the underlier of Lower Triassic quartzite of the para-autochtonous cover, 7 — ultramylonite and blastomylonite from metapelite, 8 — metapelite (Chl_2, $Bi_{1,2}$, $Mu_{1,2}$, Gr, St, And_2 Sill) of the lower part of A formation, 9 — metapelite ($Chl_{1,2}$, Bi_{1-3}, $Mu_{1,2}$, Gr, ± Cor, Ser_2) of the middle part of A formation of the Bratislava Segment easternly from Kuchyňa and northernly from Pezinok, 10 — metapelite ($Chl_{1,2}$, $Bi_{1,2}$, Mu, Gr) of the middle part of the A formation of the Bratislava Segment easternly from Pernek, 11—12 — metapelite and metapsammite (Chl_1, Ser, $Mu_{1,2}$, ± Cor, ± Bi_3, ± Ser_2) of the middle part of A formation of the Harmónia Segment, 13 — metapsammite (Ser_1, Chl_1, ± Bi) from the top of the middle part or in places of the uppermost part of A formation in the Harmónia Segment, 14 — spotted to knotted schist (Cor, Bi_3, ± And_2, Ser-Mu_3) of the Harmónia and Bratislava Segments, 15 — graphitic slate and metaquartzite, graphite-siliceous metapelite (Ser, Mu, ± Bi, ± Act) of the lower part of B formation in both segments, 16 — metacarbonate, erlan (Cc, Gr, Wols, Ve) of the Harmónia segment, 17 — metabasite and metatuff (Chl, Ep, Act, Hrb_{green}, ± Bi) of the upper part of B formation in both segments, 18 — amygdalous metabasite of A formation in the Bratislava segment, 19 — gabbrodiorite, 20 — amphibole-biotite quartz diorite, 21 — biotite granodiorite (Modra type), 22 — autometamorphosed granodiorite, 23 — zone of strong hydrothermal alteration in granodiorite with ore (hematite breccia), 24 — muscovite-biotite granite, medium to fine-grained, 25 — aplite, pegmatite, 26 — mylonite to ultramylonite, a — from granite, b — from granodiorite, 27 — Hercynian metamorphic structure, a — foliation (S_1), b — lineation (V_1 synmetamorphic folding without cleavage), 28 — Hercynian structure, a — B axis of Hercynian cleavage fold (V_1), b — Hercynian synmetamorphic crenulation cleavage (S_2), 29 — axial structure, a — axial plane of inverted to recumbent interfoliation mesoto macrofold (AV_1) in Gr-Bi phyllite near Pernek, b — B axis of kink folds (AV_3), 30 — Alpine foliation, a — (AS_1) in the Mesozoic cover, b — cataclastic foliation (AS_1) in the crystalline, 31 — refolded (AV_2) shear-thrust surface (AS_1) of the Bratislava Segment over the Harmónia Segment, 32 — lateral slip along the Modra thrust-folded zone, 33 — thrust surface of the Krížna nappe, 34 — reverse fault plane, 35 — fault, 36 — geological boundary. (Mineral abbrevations: Act — actinolite, And — andalusite, Bi — biotite, Cc — calcite, Chl — chlorite, Cor — cordierite, Ep — epidote, Gr — garnet, Hrb_{green} — green hornblend, Mu — muscovite, Ser — sericite, Sill — sillimanite, St — staurolite, Ve — vesuviane, Wols — wollastonite.)

notnému staropaleozoickému vulkanicko-sedimentárnemu cyklu.

Podľa palinologických výskumov Čornej (1968; in Cambel — Čorná, 1974) vekové rozpätie hornín je ordovik (?) — spodný karbón. Podľa novších palinologických

výskumov Planderovej (Planderová — Pahr, 1983; Cambel — Planderová, 1985) je vek skúmanej časti metasedimentov pezinsko-perneckej série vrchný silúr — spodný devón. Skúmaná časť metasedimentov harmónskej série spadá do spodného devónu.

Vrtný prieskum kryštalinika SZ od Pezinka poskytol údaje o alochtónnych častiach malokarpatského kryštalinika (Polák — Hanas, 1981; Polák — Rak, 1982). Z týchto údajov, ako aj z rozdielneho litofaciálneho vývoja paraautochtónneho mezozoického pokryvu vychádza Maheľ (1980a, b, 1981, 1983, 1984) v predstave o príkrovovej stavbe kryštalinika Malých Karpát, ktorého šupiny považuje za analogón unterostalpinu, pričom v neveľkej hĺbke pod nimi predpokladá pokračovanie penninika Východných Álp (resp. váhikum, t. j. analogón penninika) v Západných Karpatoch.

Na základe litológie a palinológie Planderová a Pahr (l. c.) porovnali severnú časť kryštalinika Malých Karpát (harmónsku sériu) so staropaleozoickou časťou wechselskej série unterostalpinu Východných Álp.

V článku sú zhrnuté poznatky autora (Putiš in Maheľ et al., 1983; in Korikovskij et al., 1985; in Maheľ ed., v tlači; Putiš, 1986) získané geologickým mapovaním v mierke 1 : 10 000, štruktúrnou analýzou a mikroskopickým štúdiom.

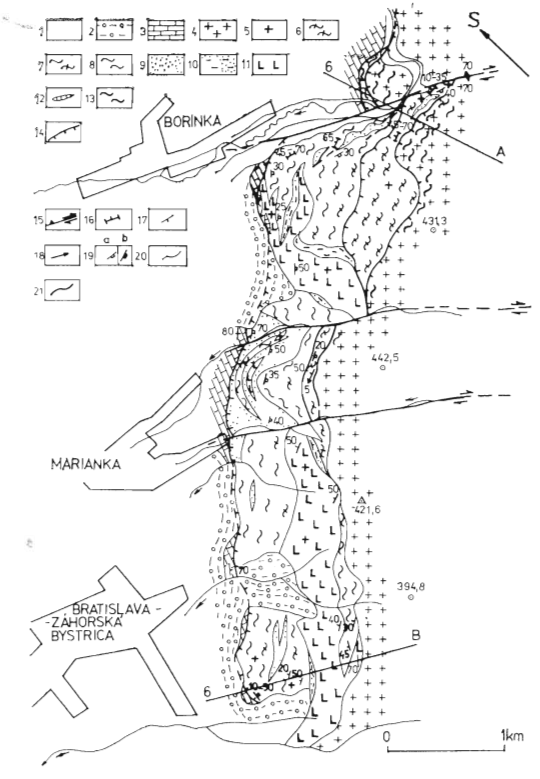
Geologické pomery v kryštaliniku Malých Karpát

Kryštalinikum Malých Karpát je súčasťou dvoch novovyčlenených hlavných alpínskych tektonických segmentov (obr. 7): bratislavského (medzi Bratislavou, Pezinkom, Pernekom a Kuchyňou; v zmysle Cambela, l. c. výlučne pezinsko-pernecká séria) a harmónskeho (medzi Pezinkom, Harmóniou, Častou a Hornými Orešanmi; v zmysle Cambela, l. c. s výraznou prevahou harmónskej série v nadloží pezinsko-perneckej série). Segmenty oddeľuje asi 18 km (na povrchu) dlhá modranská prešmykovo-vrásová zóna (Putiš in Maheľ et al., 1983) v centrálnej časti modranského granodioritového masívu medzi Pezinkom a Doľanmi so začleneným metamorfovaným (so sericitom, chloritom) mezozoickým paraautochtónnym pokryvom.

Geologicko-tektonické pomery skúmaných častí kryštalinika Malých Karpát znázorňuje obr. 1 a 2. V tejto časti je snáď potrebné upozorniť, že v kryštaliniku pezinsko-perneckej série sa pri západnom okraji bratislavského segmentu (obr. 2) medzi Borinkou a Mariankou zistil karbonátový horizont. Ide o tenké dosky (s hrúbkou do 10 cm) metamorfovaných tmavosivých vápencov uprostred bázických metatufov a metamorfovaných tmavosivých slienitých bridlíc s metamorfným chloritom a biotitom s celkovou mocnosťou týchto členov aspoň niekoľko metrov v nadloží grafitických metakvarcitov. Hrubšie (niekoľko m) šošovkovité telesá podobných karbonátov sú charakteristické pre harmónsku sériu (Cambel, l. c.), kde sa nachádzajú uprostred grafitických metakvarcitov a fylitov, t. j. o niečo hlbšie ako v pezinsko-perneckej sérii.

Litologicky pestré, rytmické peliticko-psamitické členy kryštalinika, ktoré sú charakteristické pre harmónsku sériu, (tab. 3, obr. 1, 2) sa zistili aj ako súčasť pezinsko-perneckej série, napr. v dolinách Vývrat a Malina (predtým Modranský potok) pri Kuchyni (tab. 3, obr. 3, 4), na hrebeni na Z od Konských hláv, JV od Borinky (obr. 3c) a na V od Marianky. Ich geologická pozícia je rovnaká ako v harmónskej sérii — teda ležia v podloží grafitických a aktinolitických metakvarcitov a grafitických fylitov, ktoré sú tiež charakteristické pre obidve série (obr. 1, 2).

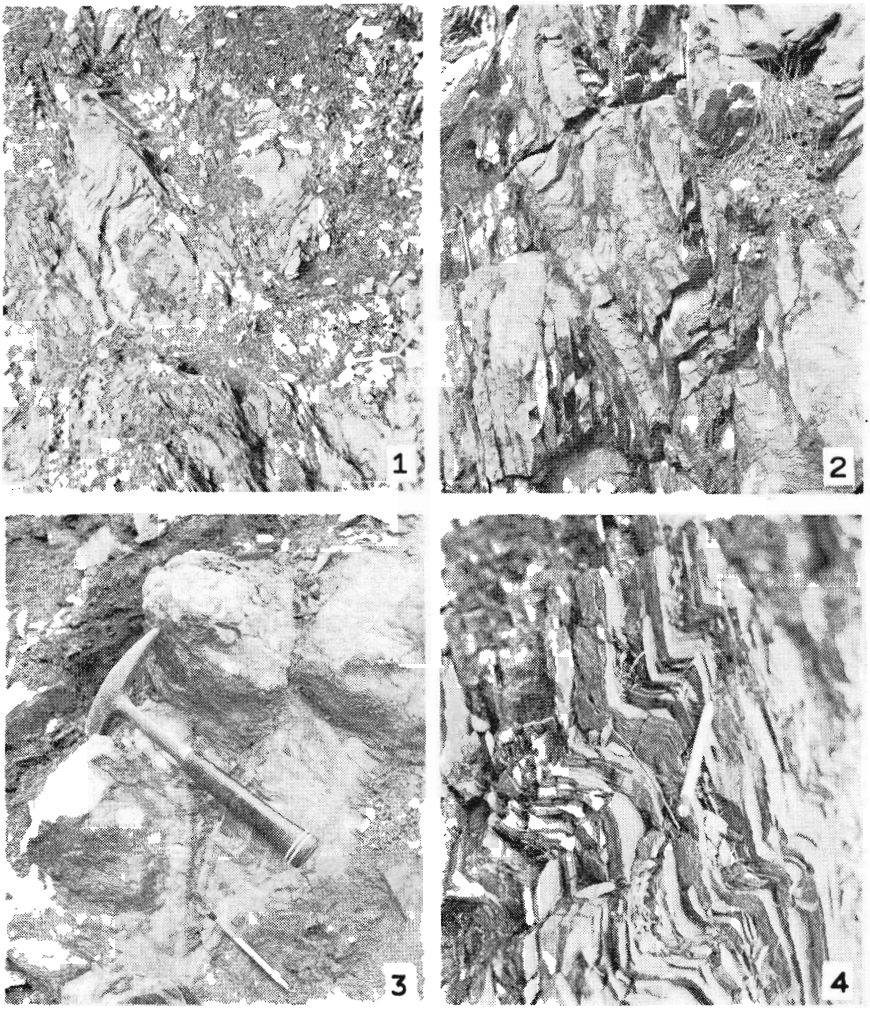
Najvrchnejšiu časť tohto peliticko-psa-



Obr. 2. Geologicko-tektonická mapa juhozápadnej časti kryštalinika Malých Karpát (Putiš, 1985). 1 — kvartér, 2 — neogén, 3 — paraautochtónny mezozoický pokryv, 4 — muskovitický a muskoviticko-biotitický granit (bratislavský typ), 5 — aplity, pegmatity, 6 — metapelity (Chl_2, $Bi_{1,2}$, Gr, ± St, ± Sill) spodnej časti formácie A, 7 — metapelity a metapsamity ($Chl_{1,2}$ $Bi_{1,2}$, ± Gr) strednej časti formácie A, 8 — metapelity (Ser, Chl_1, ± Bi) strednej časti formácie A, 9 — kvarcitické metapelity, piesčité metadroby, metapieskovce, metakvarcity vrchnej časti formácie A, 10 — grafitické a grafiticko-aktinolitické metakvarcity (Ser, Mu, Act) spodnej časti formácie B, 11 — metabáziká a metatufy (Chl, Ep, Act, Hrb_{green}) vrchnej časti formácie B, 12 — metakarbonáty v metamorfovaných tufoch a slienitých bridliciach spodnej časti formácie B, 13 — mylonity a fylonity, 14 — strižno-násunové plochy v kryštaliniku (AD_2 deformačné štádium), 15 — zlomové štruktúry s bočným posunom blokov, 16 — vrstvovitosť S_0 v kryštalických bridliciach s naloženou metamorfnou foliáciou S_1 na plochy S_0, 17 — metamorfná foliácia S_2, kliváž osovej roviny metamorfných mezovrás V_1, 18 — osi B metamorfných mezovrás V_1, 19 — a — na SZ — S rotovaná hercýnska metamorfná krenulačná kliváž S_2, b — metamorfná krenulačná kliváž S_2 s naloženou alpínskou sklznou klivážou AS_1 alebo kataklastickou foliáciou AS_1, 20 — geologické hranice, 21 — tektonické hranice

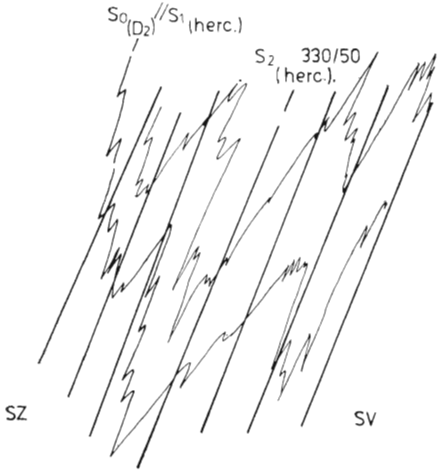
Fig. 2. Geological and tectonic map of the southwestern part of the Little Carpathian crystalline (Putiš, 1985). 1 — Quaternary, 2 — Neogene, 3 — para-autochtonous Mesozoic cover, 4 — muscovite and muscovite-biotite granite (Bratislava type), 5 — aplite, pegmatite, 6 — metapelite (Chl_2, $Bi_{1,2}$, Gr, ± St, ± Sill) of the lower part of A formation, 7 — metapelite and metapsammite ($Chl_{1,2}$, $Bi_{1,2}$, ± Gr) of the middle part of A formation, 8 — metapelite (Ser, Chl_1 ± Bi) of the middle part of A formation, 9 — siliceous metapelite, arenaceous metagreywacke, metasandstone, metaquartzite of the upper part of A formation, 10 — graphite and graphite-actinolite metaquartzite (Ser, Mu, Act) of the lower part of B formation, 11 — metabasite and metatuff (Chl, Ep, Act, Hrb_{green}) of the upper part of B formation, 12 — metacarbonate in metamorphosed tuff and marly slate of the lower part of B formation, 13 — mylonite and phyllonite, 14 — shear-thrust surface in crystalline (AD_2 deformation stage), 15 — fault structure with lateral shift of blocks, 16 — bedding S_0 in crystalline schist with subsequent metamorphic foliation S_1 on S_0 surfaces, 17 — metamorphic foliation S_2, cleavage of axial plane of metamorphic mesofolds V_1, 18 — B axis of metamorphic mesofolds V_1, 19 — Hercynian metamorphic crenulation cleavage S_2, a — rotated to NW, N, b — the same with subsequent Alpine slip cleavage AS_1 or cataclastic foliation AS_1, 20 — geological boundary, 21 — tectonic boundary

mitického súvrstvia (ílovito-drobové, ílovito-drobovo-piesčité sedimenty) obidvoch sérií palinologicky skúmala Planderová (in Cambel — Planderová, 1985). Z lokality č. 4 (vzorka 764/82 — sedlo na JV od Ostrého vrchu pri Kuchyni) skúmala typ hornín uvedený v tab. 3, obr. 3 (ílovito-drobové sedimenty), ktoré patria najvrchnejšej časti peliticko-psamitického súvrstvia pezinsko-perneckej série pri Kuchyni v podloží grafitických fylitov a metakvarcitov. Z lokality č. 5 (vzorka 187/82 — na SV od Pezinka, oblasť na JV od Cajlan-

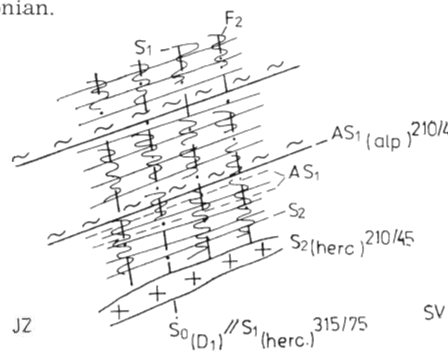


Tab. 1. 1 — alpínske prevrátené až ležaté medzifoliačné makrovrásy AV_1 (AD_2 deformačné štádium) v metapelitoch, s miernym ponorom osových rovín na SZ, lok. Podbabská dolina na V od Perneku, 2 — hercýnska metamorfná foliácia S_1 je prefatá pod ostrým uhlom strmo uklonenou hercýnskou klivážou S_2 osovej roviny klivážových mezovrás V_1, lok. zárez cesty Pernek — Pezinská baba. 3 — budinovaný konkordantný prienik pegmatitového materiálu podľa metamorfnej foliácie S_1 v metapelitoch, lok. zárez cesty Pernek — Pezinská baba, 4 — ohybové pásy AV_4 (AD_4 deformačné štádium), lok. Podbanská dolina na V od Perneku

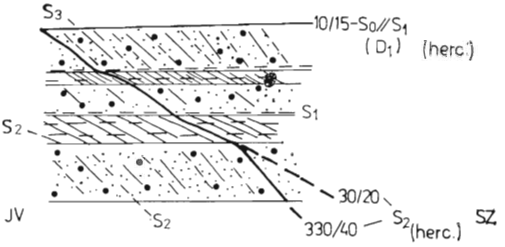
Plate 1. 1 — Alpine inverted to recumbent interfoliation mesoscopic folds (AV_1) in metapelite (AD_2 deformation stage) with low angle dip of axial planes to NW, Podbabská dolina locality, E from Pernek, 2 — Hercynian metamorphic foliation S_1 cut under high angle by steeply dipping Hercynian cleavage S_2 of the axial plane of cleavage mesoscopic folds V_1, road cut between Pezinská baba and Pernek, 3 — boudinaged concordant penetration of pegmatite material along the metamorphic foliation S_1 in metapelite road cut between Pernek and Pezinská baba, 4 — kink bands AV_3 (AD_4 deformation stage), Podbabská dolina locality, E from Pernek



Obr. 3a. Synmetamorfné (hercýnske) mezovrásy V_1 v páskovanom amfibolite s metamorfnou klivážou S_2. Metamorfná foliácia S_1 je naložená na plochy vrstvovitosti S_0. Lok. východne od Marianky. (D_2 — stredný devón)
Fig. 3a. Synmetamorphic Hercynian mesofolds V_1 in banded amphibolite with S_2 metamorphic cleavage. The S_1 metamorphic foliation is superponed on bedding surfaces S_0. Outcrop easternly from Marianka, Middle Devonian.



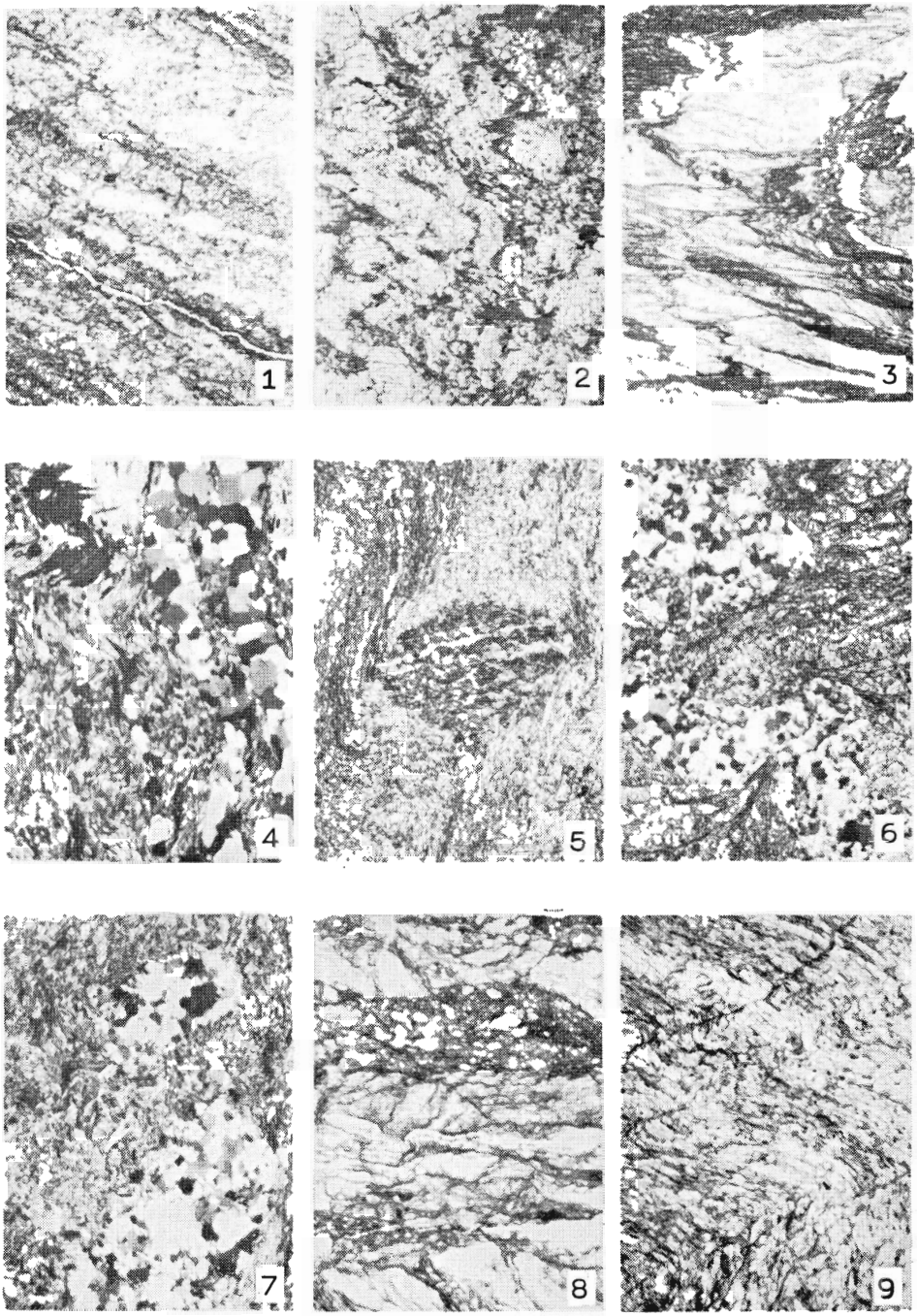
Obr. 3b. Strmo uklonené plochy vrstvovitosti S_0 a metamorfnej foliácie S_1, ktorá je naložená na plochy S_0. Metamorfná krenulačná kliváž S_2 je preniknutá granitoidným materiálom. Alpínska sklzná kliváž AS_1 kataklastická foliácia AS_1 sú s plochami S_2 subparalelné, resp. sú na ne naložené (D_1 — spodný devón).
Fig. 3b. Bedding surfaces S_0 and metamorphic foliation surfaces S_1 superimposed over S_0. The metamorphic crenulation cleavage S_2 is pierced by granitoid material. Alpine slip cleavage surfaces AS_1 and the cataclastic AS_1 foliation are subparallel with S_2 surfaces or superimposed onto them (D_1 — Lower Devonian)



Obr. 3c. Plochy vrstvovitosti S_0 (hruborytmický flyš, piesčité droby a ílovité bridlice strednej časti formácie A) s nevýraznou metamorfnou foliáciou S_1 naloženou na plochy S_0. Plochy metamorfnej krenulačnej kliváže S_2 sú výrazné iba vo vrstvách (hrúbka väčšinou 1—10 cm) ílovitých bridlíc. Uhol medzi plochami S_0 a S_2 je asi 30°. Metamorfná foliácia S_2 v metadrobách nie je makroskopicky veľmi výrazná. Uhol medzi plochami S_0 a S_2 je tu asi 45° (Putiš, 1985)
Fig. 3c. Bedding surfaces S_0 (thick rhytmic flysch, arenaceous greywacke and argillaceous slate of the middle part of A formation) with non pronounced metamorphic foliation S_1 superimposed onto S_0 surfaces. Metamorphic crenulation cleavage surfaces S_2 are pronounced only in argillaceous slate layers (thickness usually 1—10 cm). The angle between S_0 and S_2 surface is about 30°. The metamorphic foliation S_2 is in mesoscopic dimensions weakly expressed amidstmetagreywacke, the angle between S_0 and S_2 surfaces is here about 45° (Putiš, 1985)

skej Malej homole; v citovanom článku je táto lokalita chybne špecifikovaná) skúmala porovnateľné typy hornín, ktoré patria najvrchnejšej časti peliticko-psamitického súvrstvia harmónskej série na S od Pezinka v podloží grafitických fylitov a metakvarcitov. V obidvoch skúmaných lokalitách sa z rovnakých typov hornín (materiál M. Putiša), v rovnakej geologickej pozícii zistil rovnaký — spodnodevónsky vek metasedimentov, hoci sa tieto lokality priraďujú (cf. Cambel, l. c.) k dvom rozdielnym sériám.

Prechodnú pozíciu medzi spodnejším peliticko-psamitickým súvrstvím s nízkym podielom bázik a ich sprievodných tufov (formácia A) a vrchnejším súvrstvím



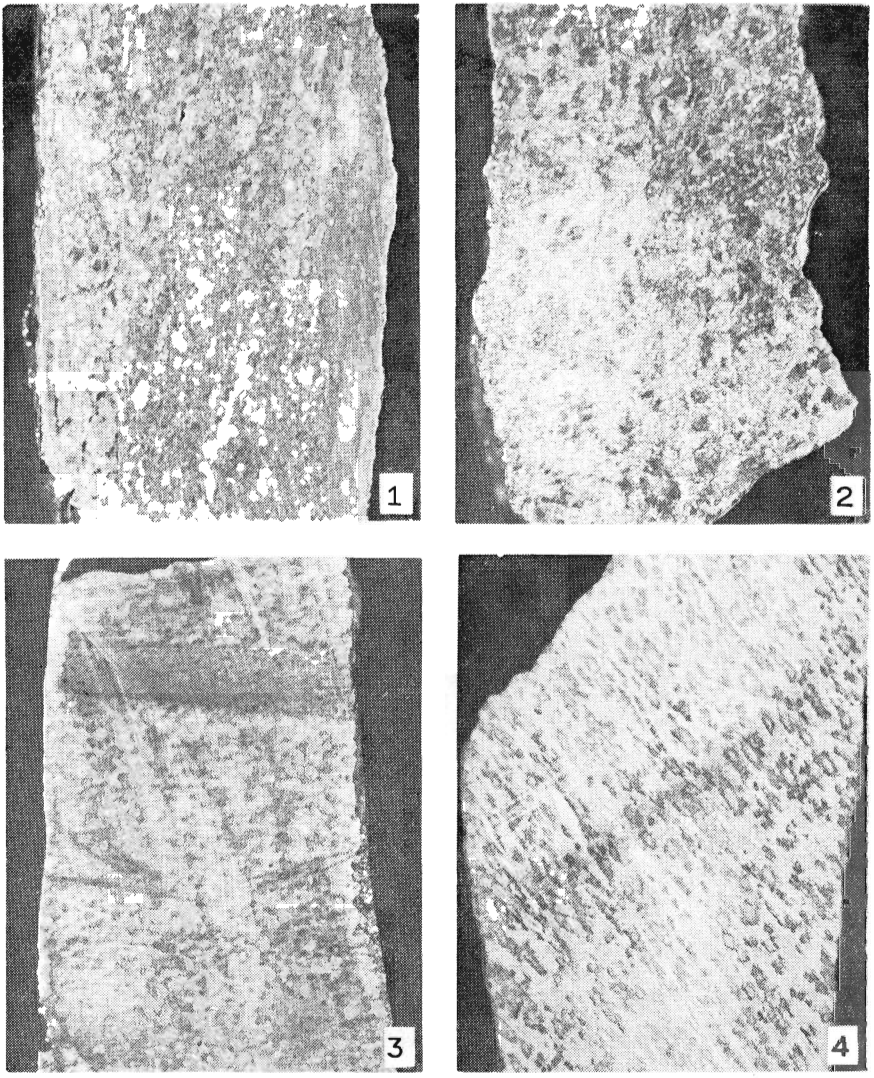
Tab. 2. 1 — časť jemnozrnného regionálnometamorfného biotitu$_1$ (zv. 10×//N) je usmernené v metamorfnej foliácii S_1(//S_0), jeho podstatná časť je usmernená v plochách metamorfnej krenulačnej kliváže S_2 ($XS_{0,1}$) v metapelite granátovej zóny, lok.

Vývrat na V od Kuchyne, 2 — metamorfná kliváž S_2 osovej roviny mikro a mezovrás V_1 s biotitom$_{1,2}$ (biotit$_2$ je hrubozrnnejší, zv. 10×//N) v metapelite granátovej zóny, lok. pravá strana Hrubej doliny na SZ od Pezinka, 3 — metamorfná kliváž S_2 v grafitickej bridlici (zv. 10×//N), lok. Fugelka na SZ od Dubovej, 4 — synmetamorfné disharmonické mikrovrásy (zv. 10× XN) v metapelite granátovej zóny, kvarcitické lamíny sú vrásnené do otvorených synmetamorfných vrás V_1, vrásy V_1 v ílovitých laminách majú vyvinutú metamorfnú krenulačnú kliváž S_2, synmetamorfne ohýbaný porfyroblast chloritu$_2$ (tmavý minerál v ľavom hornom rohu), lok. Podbabská dolina, 5 — synmetamorfná budináž ílovitých lamín, za ktorou nasleduje segmentácia podľa plôch metamorfnej krenulačnej kliváže S_2 a rotácia segmentov (s plochami $S_{0,1}$) za vzniku pseudoobliakov (zv. 10× XN), lok. dolina potoka Malina, 6—7 — synmetamorfné vrásnenie V_1 a budináž kvarcitických lamín v metapelite granátovej zóny, vývoj metamorfnej kliváže S_2 v nekompetentnom okolí (zv. 10× XN), lok. dolina potoka Malina, 8 — alpínska kataklastická foliácia AS_1 v metapelitoch (zv. 10×//N), lok. dolina Kostolného potoka na SV od Perneka, 9 — alpínska puklinová kliváž AS_3 ako osová rovina ohybových pásov AV_3 (zv. 10×//N), lok. zárez cesty Pernek — Pezinská baba

Plate 2. 1 — Part of fine-grained metamorphic biotite$_1$ preferredly oriented into the metamorphic foliation S_1//N (S_0), its considerable part is preferredly oriented into the surfaces of metamorphic crenulation cleavage S_2 ($XNS_{0,1}$) in metapelite of the garnet zone, Vývrat locality, E from Kuchyňa, 2 — Metamorphic cleavage S_2 of the axial plane of micro- to mesoscopic folds V_1 with biotite$_{1,2}$ (biotite$_2$ is more coarse-grained; magn. ×10//N), in metapelite of the garnet zone, right side of the Hrubá dolina locality, NW from Pezinok, 3 — Metamorphic cleavage S_2 in graphite slate, magn. ×10//N, Fugelka locality NW from Dubová, 4 — Synmetamorphic disharmonic microfolds in metapelite of the garnet zone, magn. ×10 XN, quartzitic laminae are folded into open synmetamorphic folds V_1, the same folds in argillaceous laminae reveal developed crenulation cleavage S_2, synmetamorfic bending of chlorite$_2$ porphyroblast (dark mineral in the left upper edge), Podbabská dolina locality, 5 — Synmetamorphic boundinage of argillaceous laminae after what segmentation occurred along metamorphic crenulation cleavage surfaces S_2 with rotation of segments (with $S_{0,1}$ surfaces) leading to the generation of pseudo-gravels (magn. ×10 XN), Malina locality, 6—7 — Synmetamorphic folding V_1 and boundinage of quartzitic laminae in metapelite of the garnet zone, development of S_2 metamorphic cleavage in incompetent environment, Malina locality (magn. ×10 XN), 8 — Alpine cataclastic foliation AS_1 in metapelite (magn. ×10//N), Kostolný potok locality, NE from Pernek, 9 — Alpine fissure cleavage AS_2 as axial plane of kink bands AV_3 (magn. ×10//N), locality road cut between Pezinská Baba and Pernek

s grafitickými bridlicami, kvarcitmi, karbonátmi, slienitými bridlicami, bázikami a ich tufmi (formácia B) majú kvarcitické pelity až psamity s vložkami grafitických kvarcitov (napr. v závere doliny potoka Malina pri Kuchyni), resp. s vložkami (laminy až lavice) bázických tufov (napr. pri Kuchyni, Perneku, Pezinku, Marianke). Ich metamorfným produktom sú amfibolické ruly, grafitické a grafiticko-aklinolitické metakvarcity (tab. 2, obr. 3).

Z týchto doplňujúcich poznatkov o litologickej náplni hlavne pezinsko-perneckej série, ako aj z výsledkov palinologickej analýzy Planderovej (Planderová — Pahr, 1983; Cambel — Planderová, 1985) vyplýva, že doposiaľ vyčlenené dve série, t. j. pezinsko-pernecká a harmónska na mapách Cambela (l. c.), reprezentujú síce odlišné litologické horizonty kryštalinika Malých Karpát, nie sú však striktne lokálne viazané, ale v tomto kryštaliniku majú regionálne rozšírenie a stabilnú geologickú pozíciu (napr. karbonátový horizont, peliticko-psamitické súvrstvie, tmavé grafitické súvrstvie so sprievodnými a nadložnými mladšími bázickými vulkanitmi a ich tufmi).



Tab. 3. 1 — gradačné zvrstvenie v piesčitej drobe, lok. Častianska dolina, 2 — škvrnitá pararula (s kontaktnometamorfným cordieritom), lok. Kobylská dolina — Papiernička, SZ od Píly, 3—4 — regionálne a kontaktne metamorfované ílovito-piesčité a ílovito-piesčito-drobové bridlice strednej časti formácie A bratislavského segmentu na V od Kuchyne (Vývrat a Malina) so škvrnami cordieritu (porovnateľné s obr. 1, 2 z harmónskeho segmentu) Zv. 1,5×

Plate 3. 1 — graded bedding in arenaceous greywacke, Častianska dolina locality, 2 — spotted paragneiss (with contact metamorphic cordierite), Kobylská dolina — Papiernička locality, NW from Píla, 3—4 — regional and contact metamorphic argillaceous — arenaceous and argillaceous — arenaceous — greywacke slate of the middle part of A formation in the Bratislava Segment easternly from Kuchyňa (Vývrat and Malina valleys) with spots and knots of cordierite (magn. ×1,5)

Metamorfóza, mezoštruktúry a vzťah kryštalických bridlíc ku granitoidom

Problém metamorfnej zonálnosti ako výsledku hercýnskej regionálno-periplutonickej a kontaktnej metamorfózy kryštalinika Malých Karpát riešil v ostatných rokoch Korikovskij — Cambel et al. (1984, 1985).

Z oblasti bratislavského masívu pokračuje do oblasti modranského masívu len biotitová a granátová zóna, staurolit a sillimanit sa ani v oblasti Kuchyne, ani v oblasti Harmónie nezistili.

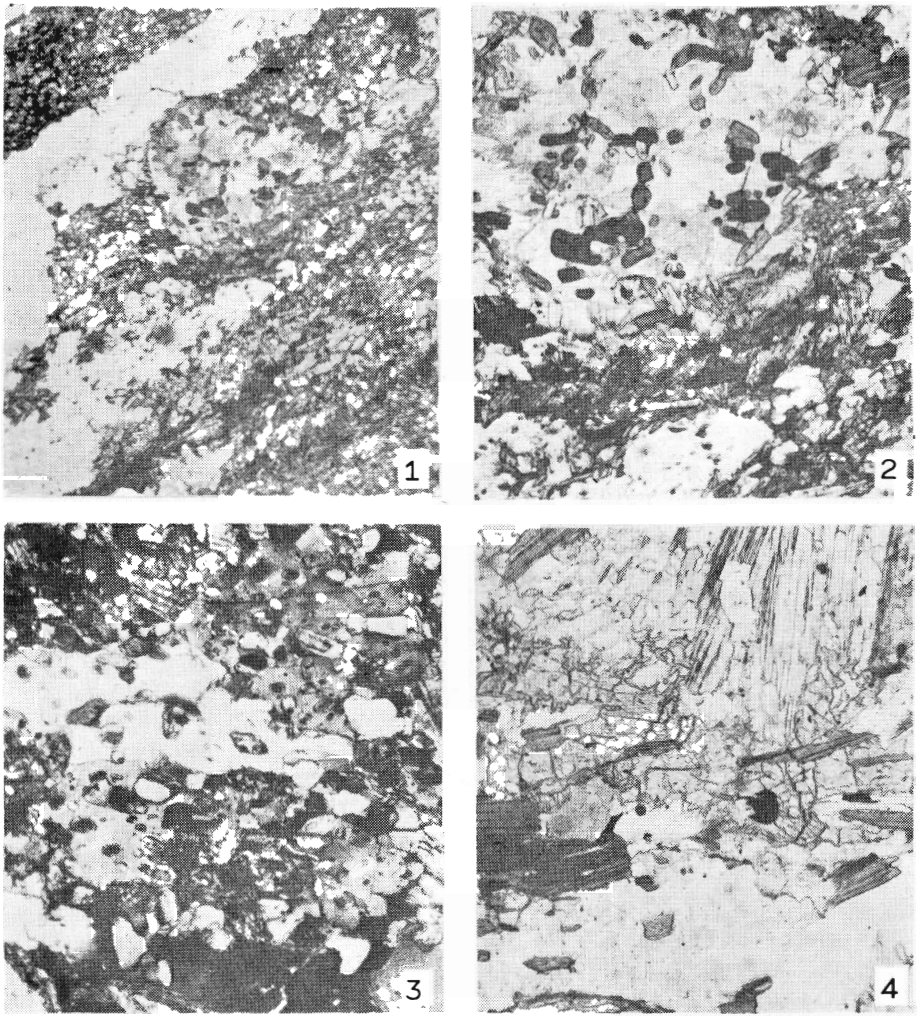
Spodná časť metapelitov bratislavského segmentu (pezinsko-pernecká séria sensu Cambel, l. c.) v oblasti modranského masívu (spodná časť formácie A — Kobylská dolina, Piesky, záver doliny Vývrat pri Kuchyni) má charakter svorových rúl až pararúl, ktoré sú makroskopicky aj základným minerálnym zložením a štruktúrou zhodné so svorovými rulami až pararulami bratislavského segmentu (pezinsko-pernecká séria sensu Cambel, l. c.) v oblasti bratislavského masívu (Bratislava — Železná studienka, Pezinok — Pernek).

Kryštalické bridlice strednej časti formácie A bratislavského segmentu (pezinsko-pernecká séria) v oblasti východne od Kuchyne sú litologicky zhodné s kryštalickými bridlicami strednej časti formácie A harmónskeho segmentu (tab. 3) z oblasti severne od Pezinka (Cajlanská Malá homoľa, Rybníček, Kamenná, pravá strana Hrubej doliny — skôr (v zmysle Cambela in Buday et al., 1962) pezinsko-pernecká séria, neskôr (v zmysle Cambela in Maheľ — Cambel, 1972) harmónska séria, ako aj z oblasti medzi Harmóniou a Dolanmi (harmónska séria), čo tiež nepodporuje názor na striktné odlišovanie týchto dvoch sérií. Stredná časť formácie A má svoj analogón aj pri JZ okraji bratislavského masívu (obr. 3c).

Bratislavský (hlavne oblasť na V od Kuchyne) a harmónsky segment sú si veľmi blízke, nielen z hľadiska litológie, ale aj z hľadiska metamorfózy, zvlášť kontaktnej, o čom svedčí prítomnosť širokej škály škvrnitých až plodových bridlíc (tab. 3, tab. 4, obr. 3) na kontakte kryštalických bridlíc s modranským granodioritom bratislavského segmentu v oblasti doliny Vývrat a potoka Malina východne od Kuchyne a v oblasti Kobylskej doliny pri Píle (Putiš in Maheľ et al., 1983), čo je rovnaká situácia ako v harmónskom segmente napr. v oblasti Harmónie a Dubovej. Naloženosť kontaktnej metamorfózy (cordierit + biotit$_3$) na regionálno-periplutonickú (biotit$_{1,2}$, granát) sa ojedinele zistila aj v metapelitoch severného okraja bratislavského granitového masívu (tab. 4, obr. 1, 2), v kvarcitických biotitických svorových rulách, ktoré patria bratislavskému segmentu a sú v ňom spoločne prevrásnené s nadložným, tzv. ložiskovým kryštalinikom (grafitické metakvarcity a fylity, metabáziká a ich metatufy) v oblasti SZ od Pezinka (obr. 1).

Charakter predalpínskych štruktúr je dobre zachovaný v bratislavskom segmente v oblasti východne od Kuchyne a v oblasti medzi Borinkou a Bratislavou.

V oblasti východne od Kuchyne v mezooblasti a mikrooblasti nachádzame metamorfné vrásy (V_1) so sprievodnou metamorfnou vrásovou klivážou S_2 ($S_2 \times S_0$ a S_1) s výrazne usmerneným regionálne metamorfným jemnozrnným biotitom (tab. 2, obr. 2). V miestach, kde (S_2) metamorfná kliváž nie je mezoskopicky zreteľná, ju v mikrooblasti naznačuje usmernenie jemnozrnného biotitu$_1$, ktorý narastá väčšinou šikmo k reliktne zachovanej sedimentárnej laminácii S_0 (tab. 2, obr. 1). Miestami je však metamorfná foliácia (S_1) subparalelná so sedimentárnou lamináciou S_0 ($S_1//S_0$), podobne ako v príklade z harmónskeho segmentu (Putiš, 1986; tab. 9, obr. 1, 2). Niekedy dochádza až k synmetamorf-



Tab. 4. 1—2 — kvarcitický biotitický metapelit (granátová zóna) s kontaktnometamorfným porfyroblastom pinitizovaného cordieritu, ktorý uzaviera Bi_3 (obr. 1 — zv. 15×//N, obr. 2 — zv. 25×//N), lok. pravá strana Hrubej doliny na JZ od Stupov, SZ od Pezinka, bratislavský segment, 3 — porfyroblasticky kontaktnometamorfný cordierit s typickou „presýpadlovou" štruktúrou v biotitickom metapelite granátovej zóny (zv. 25× XN), lok. Vývrat, bratislavský segment, 4 — porfyroblastický regionálno-periplutonický andaluzit$_1$ v metapelite Chl-St zóny (zv. 25×//N), lok. Pezinská baba, bratislavský segment

Plate 4. 1—2 — quartzitic biotite metapelite (garnet zone) with a contact metamorphic porphyroblast of pinitized cordierite enclosing biotite$_3$ (magn. 1 ×15//N, 2 — ×25//N), right side of Hrubá dolina valley, SW from Stupy, NW from Pezinok in the Bratislava Segment. 3 — porphyroblastic contact metamorphic cordierite with typical hour-glass structure in biotite metapelite of the garnet zone (magn. ×25 XN), Vývrat locality in the Bratislava Segment, 4 — porphyroblastic regional-periplutonic andalusite$_1$ in metapelite of the Chl-St zone (magn. ×25//N), Pezinská baba locality, Bratislava Segment

nému zavinovaniu a rotácii S_0 a S_1 plôch medzi plochami metamorfnej krenulačnej kliváže (tab. 2, obr. 5). Osi B vrás V_1 majú prevládajúci smer SZ—JV (až ZSZ—VJV, resp. SSZ—JJV). Plochy $S_{1,2}$ majú rovnaký smer ako osi B a stredný až strmší sklon (40—75°) na SV, resp. JZ, pričom jednoznačne prevláda smer sklonu na SV. Ďalším dôkazom predalpínskeho veku tohto vrásovoklivážového tektonického štýlu sú konkordantné (resp., vzhľadom na smer metamorfnej foliácie, približne konkordantné) telesá granodioritu, ktoré prenikajú regionálne metamorfovaný plášť za vzniku škvrnitých, hlavne cordieritických bridlíc (Putiš in Maheľ et al., l. c.).

V oblasti metamorfitov juhozápadnej časti bratislavského masívu na ľavej strane doliny Prepadlé (JV od Borinky) sa v mezooblasti zistili tieto penetračné štruktúry:

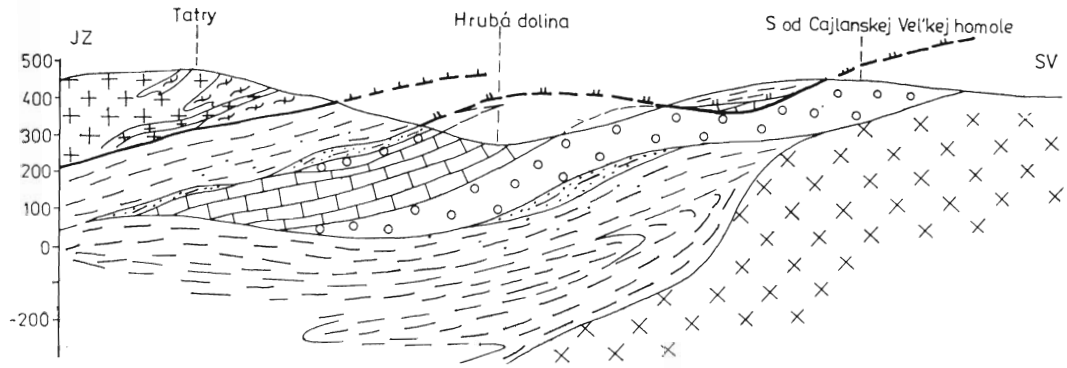
— Plochy S_0 — vrstvovitosť, identifikované podľa striedania lamín a tenkých dosiek odlišného litologického charakteru (obr. 3c);

— Plochy S_1 — metamorfná foliácia (obr. 3b) s biotitom$_1$, sericitom — muskovitom$_1$ je v miestach bez penetračného vývoja metamorfnej kliváže S_2 naložená na plochy S_0.

Medzi Mariankou a Bratislavou sú plochy S_1 v amfibolitoch zvrásnené (V_1) za vzniku metamorfnej kliváže S_2 osovej roviny metamorfných mezovrás V_1 (obr. 3a). Tento typ metamorfných mezovrás V_1 je charakteristický aj pre metapelity východne od Záhorskej Bystrice. Keďže metapelity nie sú také kompetentné ako amfibolity, mezovrásy V_1 sú v nich stlačenejšie a majú väčšiu hustotu plôch metamorfnej kliváže S_2 (v ktorých je mimeticky narastený periplutonický biotit$_2$, chlorit$_2$, granát a staurolit), resp. plochy S_2 úplne dominujú. Štruktúrne vzťahy v mezooblasti naznačujú aj hercýnsky tektonický štýl v makrooblasti a megaoblasti. Tektonický štýl stlačených až izoklinálnych makrovrás V_1 (so šírkou niekoľkých stoviek m a stredným až strmým ponorom 40—70° osovej roviny na SZ) vyplýva aj z prevrásnenia metapelitov, grafitických metakvarcitov a amfibolitov východne od Záhorskej Bystrice (obr. 2). Tektonický štýl metamorfitov v mezooblasti je mezovrásovoklivážový. Plochy S_2 sú preniknuté granitoidným materiálom. Podobný tektonický štýl (tesné až izoklinálne vztýčené makrovrásy) má podľa ložiskového prieskumu aj oblasť Čertovho kopca východne od Perneku (Čillík et al., 1959).

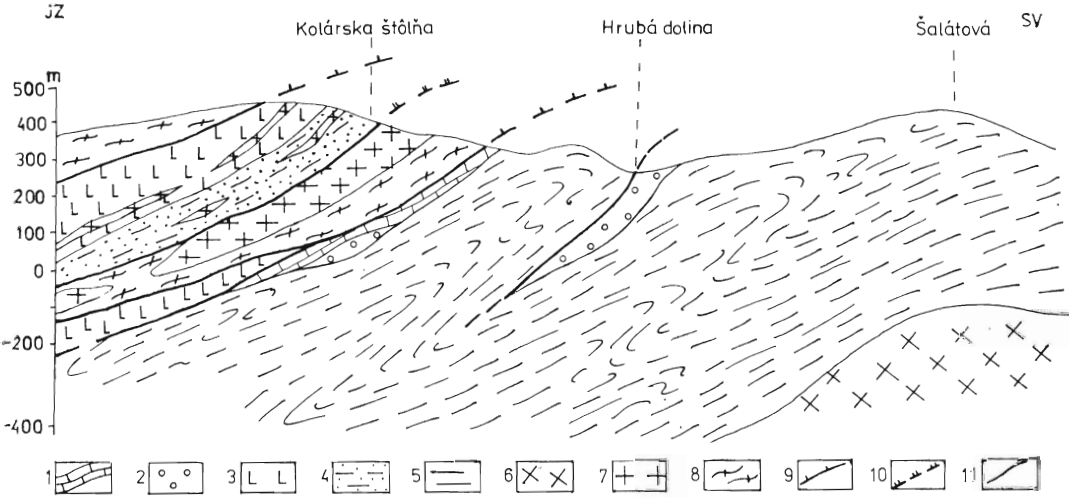
Vyššie charakterizované mezovrásy V_1 v oblasti medzi Mariankou a Borinkou, resp. s nimi spätá metamorfná kliváž S_2, majú (v porovnaní s oblasťou východne od Záhorskej Bystrice) odlišnú pozíciu. Plochy S_2, ako typická synmetamorfná krenulačná (vrásková) kliváž, deformujú relatívne staršiu metamorfnú foliáciu S_1, ktorá je paralelná s vrstvovitosťou S_0. Plochy S_2 pod vysokým uhlom pretínajú plochy S_0 a S_1 (obr. 3b). Sú často konkordantne (resp. diskordantne) vyplnené granitoidným materiálom.

Predpokladáme, že odlišná pozícia plôch S_2 (obr. 3b) v uvedenom úseku je aj výsledkom modifikácie ich pôvodnej (hercýnskej) pozície počas alpínskeho AD_2 deformačného štádia (dosúvanie príkrovu fundamentu na SZ), kedy došlo k rotácii pôvodného smeru sklonu plôch S_2 (pôvodne na SZ — v oblasti severovýchodne od Marianky, resp. až na S — v pôvodnom hercýnskom ohybe plôch S_2 východne od Borinky v smere na Jur pri Bratislave) až do smeru sklonu na JV (v oblasti severovýchodne od Marianky), resp. na J—JV (v oblasti východne od Borinky) pri viacmenej zachovanom pôvodnom (hercýnskom) smere plôch S_2. Zároveň sa zmenil aj uhol sklonu plôch S_2. Zo strednej až strmej hercýnskej pozície plochy S_2 (s uhlom sklonu 50—70°) rotovali na SZ,



Obr. 4a. Tektonický štýl prevrátených (resp. ponorených) až ležatých izoklinálnych vrás AV_1 s redukovaným stredným ramenom, ktoré sprevádzajú strižno-násunovú plochu (AD_2) bratislavského segmentu cez harmónsky segment. Vysvetlivky ako pri obr. 4b

Fig. 4a. Tectonic style of recumbent (to inverted) isoclinal folds AV_1 with reduced middle limb following the shear-thrust surface (AD_2) of the Bratislava Segment over the Harmónia Segment. Explanations in fig. 4b



Obr. 4b. Prešmykový tektonický štýl (AD_2) v blízkosti strižno-násunovej plochy bratislavského segmentu cez harmónsky segment. 1 — vápence a dolomity pravdepodobne stredného triasu paraautochtónneho mezozoického pokryvu, 2 — arkózy (perm ?) a kremence spodného triasu paraautochtónneho pokryvu, 3 — metabáziká a ich metatufy, 4 — grafitické bridlice a metakvarcity, 5 — Ser-Chl-Bi fylity, 6 — granodiorit, 7 — granit, 8 — svorové ruly a pararuly (metapelity St-Chl a St-Sill zóny), 9 — strižno-násunové plochy, 10 — prešmykové plochy, 11 — geologické hranice (Putiš, 1983)

Fig. 4b. Thrust tectonic style (AD_2) near the shear-thrust surface of the Bratislava Segment over the Harmónia Segment. 1 — limestone and dolomite of probably Middle Triassic age in the para-autochtonous Mesozoic cover, 2 — arcose (Permian ?) and quartzite (Lower Triassic) of the para-autochtonous cover, 3 — metabasite and metatuff, 4 — graphite slate and metaquartzite, 5 — Ser-Chl-Bi phyllite, 6 — granodiorite, 7 — granite, 8 — mica-schist to gneiss and paragneiss (metapelite of the St-Chl and St-Sill zone), 9 — shear-thrust surface, 10 — thrust surface, 11 — geological boundary (Putiš, 1983)

resp na S tak, že ich terajšiu pozíciu charakterizuje mierny uhol sklonu (do 35°). To znamená, že celkový uhol rotácie plôch S_2 bol zhruba 75° na SZ—S. Dôkazom súvislosti rotácie plôch S_2 s AD_2 deformačným štádiom je naloženosť (na plochy S_2) alpínskej strižnej kliváže AS_1 v granitoidoch, metakvarcitoch a kvarcitických metapelitoch, resp. sklznej kliváže v metapelitoch (obr. 3b), podľa ktorých sú tieto horniny kataklasticky metamorfované (mylonitizované, fylonitizované a blastomylonitizované). Plochy AS_1 sú penetračné v oblasti medzi Borinkou a Mariankou, tiež nad kameňolomom pri Záhorskej Bystrici, kde sprevádzajú násunové plochy AD_3 deformačného štádia (obr. 2) s tektonickými brekciami, ultramylonitmi a blastomylonitmi.

Ťahové plochy S_3 (hercýnske) sú mladšie ako metamorfná krenulačná kliváž S_2 a sú vyplnené kremeňovo-živcovým materiálom (hrúbka do 1,5 cm; obr. 3b).

Vzťah bratislavského a harmónskeho segmentu

Styk týchto segmentov je výrazne tektonický (obr. 1) s výsledným prešmykovo-vrásovým tektonickým štýlom (obr. 5a) v smere SV—JZ, s ponorom prešmykových plôch na SZ, t. j. pod bratislavský segment nasunutý na JV (v tejto časti — cf. obr. 7) na paraautochtónny metamorfovaný mezozoický pokryv a kryštalinikum harmónskeho segmentu ponárajúceho sa na SZ v osovej casti modranského granodioritového masívu (modranská prešmykovo-vrásova zóna). Tektonity granitoidov harmónskeho segmentu (bridličnaté mylonity, ultramylonity a blastomylonity) sú tu prevrásnené so svojím paraautochtónnym mezozoickým pokryvom (Putiš in Maheľ et al., 1983). Nielen z geologicko-tektonickej mapy (obr. 1), ale aj z mezooblastí mylonitov sú zrejmé dve deformačné štádiá:

V prvej etape, počas alpínskeho AD_1 deformačného štádia, vznikali pomerne rovné strižné plochy AS_1, ktoré pokračovali vo svojom vývoji ako kataklastická foliácia AS_1 s usmernenými šupinkami chloritizovaného biotitu a so sploštenými zrnami kremeňa a živcov v bridličnatých mylonitoch. V konečnom štádiu vznikli sericiticko-chloritické bridlice.

V druhej etape, počas AD_3 deformačného štádia, boli plochy mylonitizácie AS zvrásnené väčšinou až do stlačených mezovrás AV_2 so sprievodnou stredne až strmo na SZ (resp. na JZ po ich ohybe pri AD_4 deformačnom štádiu) uklonenou strižnou klivážou AS_2.

Uvedené mezoštruktúry zodpovedajú prevrásneniu prešmykových plôch AD_2 deformačného štádia počas neskoršieho AD_3 deformačného štádia (ako to vidieť z obr. 1 a 5a) pozdĺž modranskej prešmykovo-vrásovej zóny.

Modranská prešmykovo-vrásová zóna sa v oblasti Hrubej doliny (SZ od Pezinka) stáča do transverzálneho smeru SZ—JV ako dôsledok mladšej megaflexúry AV_3 (AD_4 deformačné štádium) medzi Pezinkom a Pernekom s osou B smeru SZ—JV s ponorom na SZ.

Výrazne tektonický styk segmentov je v teréne odkrytý na asi 2,5 km úseku v pravom svahu od záveru Hrubej doliny (severozápadne od Pezinka). Pod násunovú plochu (sklon do 30° na JZ) rúl (spodná časť formácie A; staurolitovo-chloritová a staurolitovo-sillimanitová zóna) s prienikmi granitoidov (bratislavského segmentu) sa ponárajú izoklinálne vrásy AV_1 (AD_2 deformačného štádia) harmónskych fylitov (biotitová zóna) a ich metamorfovaného mezozoického pokryvu (arkózy — perm?, spodný trias?; kremence spodného triasu; vápence a dolomity pravdepodobne stredného triasu). Príkladom je situácia v oblasti kameňolomu v Hrubej doline (obr. 4a),

kde na vápencoch a dolomitoch ležia kremence, na nich grafitické fylity formácie B a nad nimi ešte sericiticko-chloriticko-biotitické fylity vrchnej až strednej časti formácie A harmónskeho segmentu (sekvencia prevráteného ramena vrásy AV_1 s redukovaným stredným ramenom). Tieto násunové štruktúry (evidentné aj z geologickej mapy na obr. 1) prvýkrát zistil vrtný prieskum tzv. ložiskového kryštalinika severozápadne od Pezinka (Polák — Hanas, 1981; Polák — Rak, 1982). Prevrásnenie mezozoika s kryštalinikom dokumentuje Maheľ (1979) z oblasti Hrubej a Píľanskej doliny; do týchto štruktúr však nezačleňuje granitoidy.

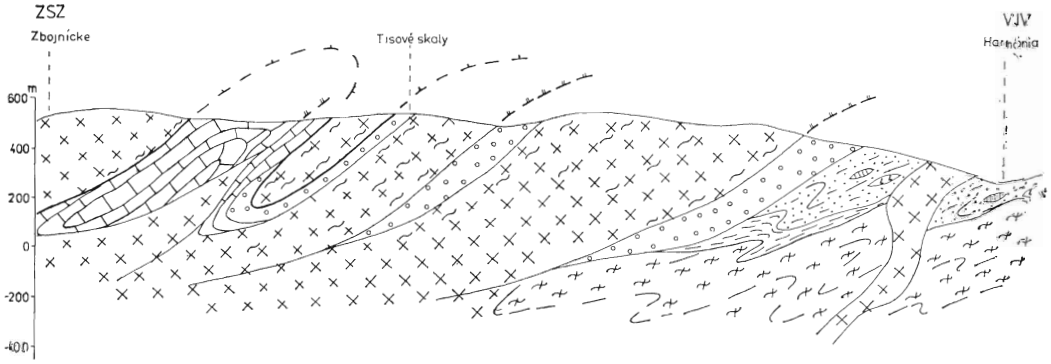
Tektonický styk segmentov pokračuje ďalej na východ v pravom svahu a priamo v Hrubej doline až po jej vyústenie. Kým v predchádzajúcom 2,5 km úseku pravého svahu Hrubej doliny bola na harmónsky segment nasunutá spodná časť formácie A bratislavského segmentu, vo východnej časti Hrubej doliny sú na harmónskom segmente bezprostredne nasunuté navzájom prevrásnené formácie A a B bratislavského segmentu (obr. 1).

Styk bratislavského a harmónskeho segmentu v oblasti Hrubej doliny je pokračovaním alpínskej modranskej prešmykovo-vrásovej zóny kryštalinika (metamorfitov i granitoidov) so začleneným mezozoickým pokryvom.

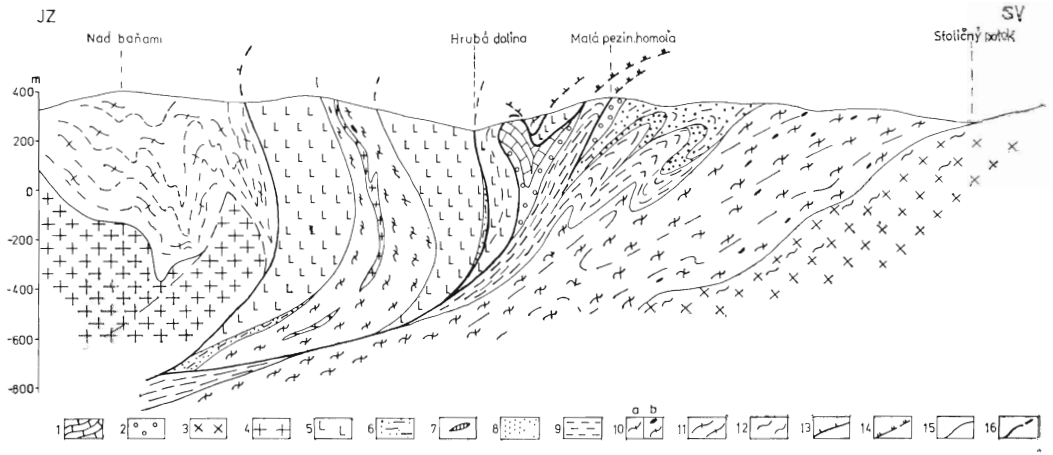
Hercýnsku vrásovú stavbu formácií A a B bratislavského segmentu (zvýraznenú väčšinou konkordantnými prienikmi granitu) zvýrazňuje v oblasti vyústenia Hrubej doliny mladšia alpínska kompresná tektonika AD_4 deformačného štádia pozdĺž megaflexúry AV_3, v dôsledku ktorej sa tu utvorila pri povrchu až vztýčená vrásovo-prešmyková vejárovitá štruktúra (obr. 5b), naložená na strižno-násunovú plochu, resp. plochy (AD_2 deformačného štádia) bratislavského segmentu na segment harmónsky. Tento systém strmých prešmykov pri povrchu môžeme priradiť k cajlanskému zlomovému systému (Maheľ in Buday et al., 1962).

Po predchádzajúcej analýze tektonických štruktúr kryštalinika Malých Karpát môžeme vyčleniť takéto alpínske deformačné štádiá:

— AD_1 — paleoalpínsky presun (medi-



Obr. 5a. Výsledný prešmykovo-vrásový (AV_2) tektonický štýl po AD_3 deformačnom štádiu (laramská fáza ?) pozdĺž modranskej prešmykovo-vrásovej zóny na styku bratislavského a harmónskeho segmentu. Vysvetlivky ako pri obr. 5b
Fig. 5a. The final thrust-folded tectonic style (AV_2) after the AD_3 deformation stage (Laramian phase ?) along the Modra thrust-folded zone and along the contact of the Bratislava and Harmónia Segments. Explanations as in fig. 5b



Obr. 5b. Prechod prešmykovo-vrásového tektonického štýlu (AD_3) do tektonického štýlu stlačeného vejára (AD_4) prešmykových plôch (postlaramská ? deformácia) pozdĺž megaflexúr ($AV_3 - AD_4$) so sprievodným bočným posunom pozdĺž styku bratislavského a harmónskeho segmentu (pozdĺž modranskej prešmykovo-vrásovej zóny). 1 — vápence a dolomity pravdepodobne stredného triasu paraautochtónneho mezozoického pokryvu, 2 — arkózy (perm ?) a kremence spodného triasu paraautochtónneho pokryvu, 3 — granodiorit, 4 — granit, 5 — metabáziká a ich metatufy, 6 — grafitické bridlice a metakvarcity, 7 — metakarbonáty staršieho paleozoika, 8 — metadroby, drobové metapieskovce, 9 — Ser-Chl-Bi fylity, 10 — a — metapelity (granátová zóna), b — metapelity s kontaktnometamorfným cordieritom, 11 — metapelity (St-Chl a St-Sill zóny), 12 — mylonity, 13 — strižno-násunová plocha bratislavského segmentu cez harmónsky segment, 14 — prešmykové plochy, 15 — geologické hranice, 16 — tektonický styk (Putiš, 1983)

Fig. 5b. Transition from the thrust-folded tectonic style (AD_3) into the tectonic style of compressed fan (AD_4) of thrust surfaces (Post-Laramian ?deformation) along megaflexures ($AV_3 - AD_4$) with related lateral slip along the contact of the Bratislava and Harmónia Segments (along the Modra thrust-folded zone). 1 — limestone and dolomite of probable Middle Triassic age of the para-autochtonous Mesozoic cover, 2 — arcose (Permian ?) and quartzite of Lower Triassic age in the para-autochtonous cover, 3 — granodiorite, 4 — granite, 5 — metabasite and metatuff, 6 — graphite slate and metaquartzite, 7 — metacarbonate of Early Paleozoic age, 8 — metagreywacke and lithic metasandstone, 9 — Ser-Chl-Bi phyllite, 10 — a — metapelite (garnet zone), b — metapelite with contact metamorphic cordierite, 11 — metapelite (St-Chl and St-Sill zone), 12 — milonite, 13 — shear-thrust surface of the Bratislava Segment over the Harmónia Segment, 14 — thrust surface, 15 — geological boundary, 16 — tectonic boundary (Putiš, 1983)

teránna fáza) príkrovu fundamentu (obr. 7); presunová plocha nevychádza na povrch;

— AD_2 — dosúvanie príkrovu fundamentu spojené so vznikom strižno-násunových plôch, ktoré sú evidentné aj z vrchnej časti príkrovu fundamentu (obr. 4a, b; 8a, b; 7). Charakteristický je tektonický štýl plochých násunov so sprievodnými prevrátenými až ležatými tesnými až izoklinálnymi vrásami AV_1 obyčajne už s redukovaným stredným ramenom podľa systému plôch AS_1 charakteru kataklastickej foliácie;

— AD_3 — kompresné vztýčenie (laramská fáza) a prevrásnenie (AV_2) násunových

plôch (AS_1) i sprievodných plôch kataklastickej foliácie (AS_1) a vznik prešmykovo-vrásového tektonického štýlu (obr. 5a);

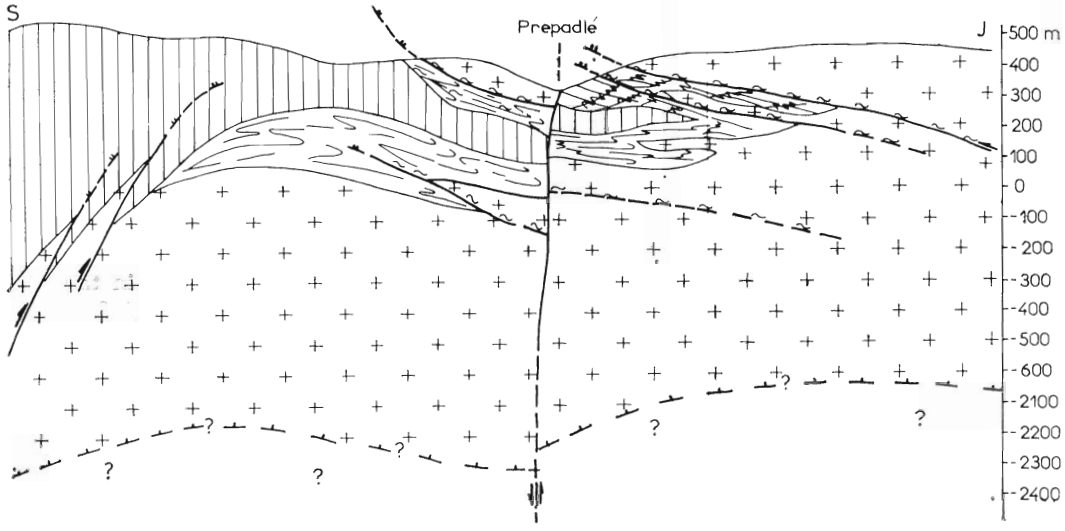
— AD_4 — priečne (vzhľadom na smer SV—JZ štruktúr $AD_{2,3}$ deformačných štádií) megaflexúry AV_3 sprevádza (pri povrchu) tektonický štýl tesného vejára plôch $S_{1,2}$ a $AS_{1,2}$ (obr. 2, 5b), ktorý sa otvára smerom na SZ (v horizontálnom reze). Toto štádium ukončil horizontálny dextrálny posun pozdĺž styku bratislavského a harmónskeho segmentu (obr. 1).

Rekonštrukcia hercýnskych deformačných štádií je v Malých Karpatoch obťažná, pretože hercýnska metamorfná foliácia i lineácia má tu vejárovitý priebeh (v horizontálnom reze) a jej pozícia sa silne modifikovala aj počas alpínskych (AD_1 — AD_4) deformačných štádií. Napriek tomu nasledujúce fakty nasvedčujú, že vejár je už hercýnskeho pôvodu: 1. Aj v alpínskych tektonických segmentoch vnútorne slabšie prepracovaných (napr. východne od Kuchyne) majú plochy $S_{1,2}$ oblúkovitý priebeh a skladajú formu vejára; 2. Plochy $S_{1,2}$ sú konkordantne preniknuté granitoidným materiálom pozdĺž tohto oblúka; 3. Vejárovitý priebeh metamorfnej foliácie $S_{2,1}$ sa zachoval v metamorfovanom plášti obidvoch granitoidných masívov, v modranskom masíve aj so znakmi kontaktnej metamorfózy.

Ako hlavné sa javia dve hercýnske (predgranitoidné) deformačné štádiá:

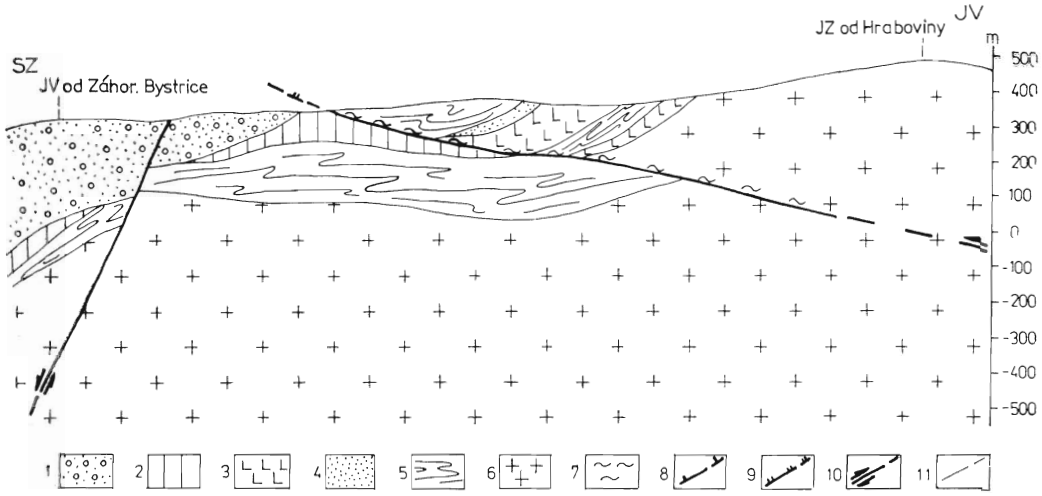
— HD_1 — s tektonickým mezo a makro-vrásovoklivážovým štýlom, spojené s hercýnskou regionálnou metamorfózou (obr. 2, 3);

— HD_2 — kompresné ohyby plôch $S_{1,2}$ do formy vejára (obr. 1, 2).



Obr. 6a. Strižno-násunová plocha (AD_2) západného okraja kryštalinika JZ časti bratislavského segmentu východne od Borinky. Granitoidy sú nasunuté cez kryštalické bridlice (severnejšie až cez mezozoický paraautochtónny pokryv), kryštalické bridlice sú nasunuté cez mezozoický paraautochtónny pokryv (lias). Lok. na V od Borinky. Vysvetlivky ako pri obr. 6b

Fig. 6a. Shear-thrust surface (AD_2) of the western margin of crystalline in the southwestern part of the Bratislava Segment easternly from Borinka. Granitoids are thrust over crystalline schists (more northernly even over the para-autochtonous cover). Crystalline schists are thrust over para-autochtonous cover of Mesozoic age. Explanations as in fig. 6b



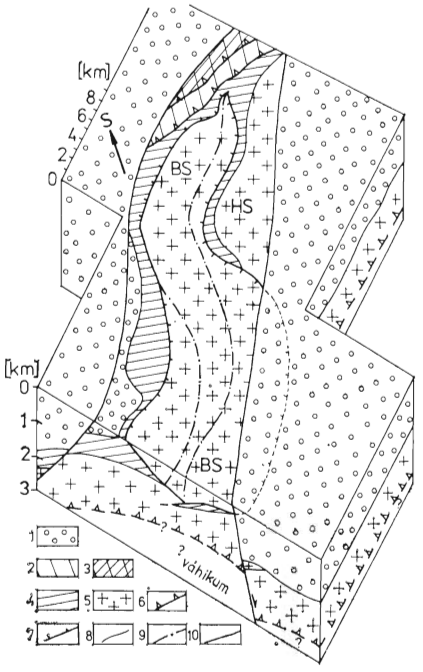
Obr. 6b. Strižno-násunová plocha (AD_2) kryštalinika JZ časti bratislavského segmentu cez mezozoický paraautochtónny pokryv (lias ?) juhovýchodne od Záhorskej Bystrice (Bratislava). 1 — neogén, 2 — mezozoický paraautochtónny pokryv, 3 — metabáziká a ich metatufy, 4 — grafitické bridlice a metakvarcity, 5 — metapelity (St-Chl, Gr a Bi zóna), 6 — muskovitický a dvojsľudový granit bratislavského masívu, 7 — mylonity, 8 — presunová plocha príkrovu fundamentu (AD_1), 9 — strižno-násunové plochy (AD_2), 10 — zlomové plochy, 11 — geologické hranice (Putiš, 1985)

Fig. 6b. Shear-thrust surface (AD_2) of crystalline of southwestern part of the Bratislava Segment over the Mesozoic para-autochtonous cover (Liassic ?), southeasterly from Záhorská Bystrica (Bratislava). 1 — Neogene, 2 — para-autochtonous cover, Mesozoic, 3 — metabasite and metatuff, 4 — graphite slate and metaquartzite, 5 — metapelite (St-Chl, Gr and Bi zone), 6 — muscovite to two-mica granite of the Bratislava massif, 7 — mylonite, 8 — thrust plane of the basement nappe (AD_1), 9 — shear-thrust surface (AD_2), 10 — fault plane, 11 — geological boundary (Putiš, 1985)

Záver

1. Kryštalinikum Malých Karpát je rozčlenené na dva hlavné alpínske tektonické segmenty — bratislavský a harmónsky — asi 18 km modranskou prešmykovo-vrásovou zónou pozorovateľnou na povrchu. Táto zóna neoddeľuje odlišné tektonické jednotky (odlišné príkrovy) kryštalinika, lebo na obidvoch stranách tejto zóny vystupuje kryštalinikum veľmi podobné z hľadiska litológie, metamorfózy a vzťahu voči modranskej granodioritovo-kremenitodioritovo-(žily ?; xenolity ? kremenitého amfibolicko-biotitického dioritu)-granitovej intrúzii (škvrnité kontaktno-metamorfné bridlice sú aj pri Kuchyni), ktorá je súčasťou obidvoch segmentov (obr. 1, 7).

2. Litologickú sekvenciu navrhovaných formácií A a B malokarpatskej skupiny kryštalinika centrálnych Západných Karpát tvorí päť hlavných súvrství (štádií vývoja): a) väčšinou jemne rytmický flyš (ílovité bridlice; spodná časť formácie A; silúr — spodný devón); b) hruborytmický flyš (ílovité bridlice, droby, drobové pieskovce s paralelným, šikmým a gradačným zvrstvením; stredná časť formácie A; spodný devón); c) svetlosivé kvarcitickopiesčito-ílovité bridlice s rôznym podielom bazaltových tufov a s tenkými tele-



Obr. 7. Blokdiagram postlaramskej štruktúry kryštalinika v popaleogénnom hraste Malých Karpát (Putiš, 1985). 1 — neogén, 2 — krížňanský príkrov (mezozoikum), 3 — chočský príkrov (perm — mezozoikum), 4 — permsko(?)-mezozoický paraautochtónny pokryv, 5 — kryštalinikum Malých Karpát ako celok, 6 — presunová plocha (AD_1) príkrovu fundamentu, 7 — strižno-násunové plochy (AD_2) príkrovu fundamentu, 8 — zlomy, 9 — predpokladaný dosah permsko(?)-mezozoického paraautochtónneho pokryvu pod strižno-násunovými plochami (AD_2) overený 3 geofyzikálnymi profilmi (Janotka et al., 1984), 10 — geologické hranice, BS — bratislavský segment, HS — harmónsky segment

Fig. 7. Block diagrammatic presentation of the Post-Laramian structure of crystalline in Post-Paleogene horst structure of the Little Carpathians (Putiš, 1985). 1 — Neogene, 2 — Krížna nappe (Mesozoic), 3 — Choč nappe (Permian to Mesozoic), 4 — para-autochtonous cover of Permian (?) to Mesozoic age, 5 — crystalline of the Little Carpathians, undivided, 6 — thrust surface (AD_1) of the basement nappe, 7 — shear-thrust surface (AD_2) of the basement nappe, 8 — fault, 9 — supposed extent of the para-autochtonous Permian (?) to Mesozoic cover beneath the shear-thrust surfaces AD_2 verified by three geophysical profile data (Janotka et al., 1984), 10 — geological boundary, BS — Bratislava Segment, HS — Harmónia Segment

sami bazaltov (vrchná časť formácie A, prechod do formácie B; spodný až stredný devón); d) tmavé až čierne kvarcity a bridlice s vápencovým horizontom (spodná časť formácie B; stredný devón ?); e) mohutný výlev bazaltov so sprievodnými tufmi, v bazálnej časti s vápencami a slienitými bridlicami (vrchná časť formácie B; stredný? — vrchný? devón), so žilnými telesami gabrodioritu.

Dynamika sedimentárnej panvy rástla smerom do nadložia, zároveň rástla aj intenzita bázického vulkanizmu. Predpokladáme, že jemne rytmický (lamínovaný) flyš pochádza zo stabilného šelfu; hrubšie rytmický (vrstvy hrubé 5—25 cm) flyš s vrstvami menej vytriedeného hrubšie zrnitého materiálu (piesčité droby, droby s klastami veľkosti väčšinou do 3 mm) s neusporiadanou textúrou signalizuje neskôr zvýšenú rýchlosť sedimentácie na nestabilnom (rozlomenom) šelfe s prívodnými kanálmi bazaltového vulkanizmu, ktorý ukončil staropaleozoickú sedimentáciu. Ďalší vývoj panvy bol spojený s hercýnskym regionálno-periplutonickým metamorfizmom a granitoidným plutonizmom vo vrchnom devóne a spodnom karbóne.

3. V kryštaliniku Malých Karpát boli odlíšené dve hercýnske a štyri alpínske deformačné štádiá s charakteristickými asociáciami štruktúrnych prvkov a tektonickými štýlmi. Tektonické štýly modranskej prešmykovo-vrásovej zóny sú veľmi dobre (aj časovo) korelovateľné s tektonickými štýlmi kryštalinika v SZ časti pohoria Považský Inovec (cf. Putiš, 1983; Putiš, in press).

Literatúra

Buday, T. — Cambel, B. — Maheľ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Wien — Bratislava. *Bratislava, 248 s.*

Cambel, B. — Čorná, O. 1974: Stratigrafija kristaličeskogo osnovanija massiva Malych Karpat v svete palinologičeskich issledovanij. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 2, 231—241.*

Cambel, B. — Planderová, E. 1985: Biostratigraphic evaluation of metasediments in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 6, 683—700.*

Čillík, I. — Sobolič, P. — Žákovský, R. 1959: Niekoľko poznámok k tektonike pezinsko-perneckého kryštalinika. *Geol. Práce, Zpr., 15, 43—64.*

Čorná, O. 1968: Sur la trauvaille de restes d'organismes dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 2, 303—309.*

Janák, M. 1980: Štúdium metapelitov z oblasti bratislavského granitoidného masívu. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Janotka, V. — Lanc, J. — Nosko, V. 1984: Terénne geofyzikálne merania v oblasti Malých Karpát a Považského Inovca a interpretácia získaných výsledkov. *In: V. Pašteka et al.: Geofyzikálny obraz a jeho interpretácia v niektorých oblastiach anomálnej stavby Západných Karpát. [Čiastková výskumná úloha II-4-4/2—3.] Manuskript — archív PF UK Bratislava.*

Korikovskij, S. P. — Cambel, B. — Miklóš, J. — Janák, M. 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malych Karpat: etapy, zonaľnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 437—462.*

Korikovskij, S. P. — Cambel, B. — Boronichin, V. A. — Putiš, M. — Miklóš, J. 1985: Fazovyje ravnovesija i geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug Modranskogo granitnogo massiva (Malyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 1, 51—74.*

Maheľ, M. — Cambel, B. et al. 1972: Geologická mapa Malých Karpát, M 1 : 50 000. *Bratislava.*

Maheľ, M. 1979: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 105—128.*

Maheľ, M. 1980a: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner. slov., 12, 1, 193—207.*

Maheľ, M. 1980b: Heterogenity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 397—406.*

Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt — vahicum, continuation of southern Penninicum in the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 293—305.*

Maheľ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten — Ostalpen, Position des Übergangsabschittes — Deviner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 2, 131—149.*

Maheľ, M. — Putiš, M. — Plašienka, D. — Klukan, B. 1983: Tektonická mapa Malých Karpát v M 1 : 100 0000. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Miner. slov., 16, 6, 505—540.*

Planderová, E. — Pahr, A. 1983: Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel series and their possible correlation with Harmónia group in the Malé Karpaty Mts. *Miner. slov., 15, 5, 385—436.*

Polák, S. — Hanas, P. 1981: O zlatinkovej aureole okolo antimónového zrudnenia Pezinok — Kolársky vrch. *Miner. slov., 13, 5, 451—456.*

Polák, S. — Rak, D. 1982: O tzv. cajlanskom zlome v Malých Karpatoch. *Miner. slov., 14, 6, 573—574.*

Putiš, M. 1983: Outline of geological — structural development of the crystalline complex and envelope Palaeozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 457—482.*

Putiš, M. 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks of the Little Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 2, 225—243.*

Putiš, M. (v tlači): Príspevok k litológii, metamorfóze a tektonike kryštalinika strednej a severnej časti Malých Karpát. *In: Geologická stavba jz. oblasti Z. Karpát a jej ložisková perspektíva (materiály z konferencie Smolenice 14. 3. 1984). Red. M. Maheľ. Bratislava.*

Putiš, M. (v tlači): Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr., 84.*

Geology and tectonics in the southwestern and northern part of the Little Carpathian crystalline

The recent knowledge on the crystalline geology of the Little Carpathian Mts. is expressed in papers and maps by Cambel (in Buday et al., 1962 Maheľ — Cambel, 1972) who discerned two main units, the lower Pezinok-Pernek Unit and the upper Harmónia Unit. No pronounced stratigraphic break is supposed between the both units representing products of a single Early Paleozoic volcano-sedimentary sedimentation cycle. Paly-

nological investigations by Čorná (1968 in Cambel — Čorná, 1974) pointed to an age span of the respective lithologies between Ordovician (?) and Lower Carboniferous. More recent data by Planderová (Planderová — Pahr, 1983; Cambel — Planderová, 1983) proved Upper Silurian to Lower Devonian age of investigated sediments in the Pezinok-Pernek Unit whereas ages from samples in the Harmónia Unit fall into the Lower Devonian.

Drilling prospection in the crystalline southwesternly from Pezinok yielded data on allochtónity in this part of the Little Carpathian crystalline (Polák — Hanas, 1981; Polák — Rak, 1982). These data together with various development of the para-autochtonous Mesozoic cover served as starting point for Maheľ (1980a, 1980b, 1983, 1984) for the idea on the nappe structure of the Little Carpathian crystalline, slices of which are assumed to represent analogy to the Unterostalpine and under the later also the continuation of the Eastalpine Penninic is supposed (the Vahic representing West Carpathian pendant to the Penninic) in relatively shallow level.

Geology of the Little Carpathian crystalline

Crystalline sequences in the Little Carpathian Mts. participate in the composition of two main tectonic segments of Alpine age (fig. 7), i. e. the Bratislava segment (between Bratislava, Pezinok, Pernek and Kuchyňa covering the area in which exclusively the Pezinok-Pernek Unit sensu Cambel, l. c. occurs) and the Harmónia segment (between Pezinok, Harmónia, Časta and Horné Orešany what is an area where the Harmónia Unit sensu Cambel, l. c. strongly predominates being situated on the top of the Pezinok-Pernek Unit).

On the surface, both segments are divided by the 18 km long Modra thrust-folded zone (Putiš in Maheľ et al., 1983) in the central part of the Modra granodiorite massif between Pezinok and Dolany with integrated metamorphic para-autochtonous cover of Mesozoic age (metamorphic sericite, chlorite).

Geological and tectonic relations in the investigated part of the Little Carpathians are presented in fig.2. A carbonate layer has newly been discovered in the crystalline of the Pezinok-Pernek Unit near the western margin of the Bratislava segment between Borinka and Marianka (fig. 2). Carbonate layers create up to 10 cm thick banks composed of metamorphosed dark-grey limestone amidst basic metatuff and metamorphosed marly slate with blastic chlorite and biotite. The total thickness of these members attains at least several meters in the overlier of graphitic metaquartzite. Thicker (several meters) lense-like bodies of similar carbonate characterize the Harmónia Unit (Cambel, l. c.) where carbonate layers occur within metaquartzite and phyllite, i. e. in somewhat deeper levels than in the Pezinok-Pernek Unit.

The lithologically variegated rhytmic and pelitic to psammitic members of the crystalline are characteristic for the Harmónia Unit (plate 3, figs. 1, 2) and have also been found to create constituent of the Pezinok-Pernek Unit (plate 3, figs. 3, 4). The geological position is the same as in the Harmónia Unit: in the underlier of graphite and actinolite metaquartzite and phyllite the last lithotypes being representative for both units as well.

Uppermost parts of this pelitic to psammitic sequence (claystone-greywacke, claystone-greywacke-sandstone) have been investigated for the presence of palynomorphs by Planderová (in Cambel — Planderová, 1985; localities № 4 and 5). On both localities and coming from similar lithologies and geological situations, the same age has been stated, i. e. Lower Devonian in spite of their ranging (Cambel, l. c.) into two different units. Hence the hitherto discerned lithostratigraphic units i. e. the Pezinok-Pernek and the Harmónia Units, although represent different lithostratigraphic levels of the Little Carpathian crystalline, these are not strictly areally restricted but have regional extent and stable geological position in the entire crystalline (e. g. the carbonate horizon, the pelitic-psammitic sequence, the dark graphitic sequence with associating and overlying basic volcanite and tuff).

Relations between the Bratislava and Harmónia Segments

Both segments of the crystalline (the Bratislava and Harmónia ones) are very similar not only by their lithological contents but also for their common metamorphic overprint and, namely, by their similar contact metamorphic phenomena substantiated with the presence of spotted and knotted schists (plates 3, 4, fig. 3) along the contacts of the

crystalline with the Modra granodiorite in the Bratislava segment near Kuchyňa and the similar situation in the Harmónia segment near Harmónia and Dubová (tab. 3).

The contact between both segments of the crystalline is a pronouncedly tectonic one (fig. 1) resulting in thrust-folded tectonic style (fig. 5A) in NE—SW direction with thrust surface dipping to the northwest beneath the Bratislava Segment the later thrust to the SE over para-autochtonous and metamorphosed Mesozoic cover and underlying crystalline of the Harmónia Segment (in this area, fig. 7). The Harmónia Segment itself merges northwestwards in the axial part of the Modra granitoid massif (the Modra thrust-folded zone). Varieties of granitoid tectonite of the Harmónia Segment (slaty mylonite, ultramylonite and blastomylonite) are there refolded together with their para-autochtonous Mesozoic cover.

The following deformation stages of Alpine age may be discerned in the crystalline of the Little Carpathians:

AD_1 — Paleoalpine thrust of the basement nappe (Mediterranean phase). The nappe thrust plane does not cropping out (fig. 7).

AD_2 — Termination of the basement nappe thrusting related with the generation of shear-thrust surfaces and evidenced also from the upper part of the basement nappe (figs. 4a, 4b, 6a, 6b, 7). The characteristic tectonic style is that of low angle thrusts with related recumbent to inverted, tight to isoclinal folds AV_1 commonly already with reduced middle limbs along the AS_1 surface system the latter bearing evidence of cataclastic foliation.

AD_3 — Compressional erection and refolding AV_2 of thrust surfaces AS_1 during the Laramian phase leading to the generation of thrust-folded tectonic style (fig. 5).

AD_4 — Transversal megaflexures AV_3 (in relation to the NE—SW strike of structures generated during the AD_2 and AD_3 stages) are complemented on the surface by a tectonic style of tight fan-like deformation of $S_{1,2}$ and $AS_{1,2}$ surfaces (figs. 2, 5b). In the horizontal plane, the fan broadens to the northwest. The AD_4 deformation stage has been terminated by horizontal slip along the contact of both segments (fig. 1).

The main deformations in the crystalline are the two stages of the Hercynian age (pre-granitoid stages):

HD_1 — Tectonic style of meso- to megafolds and cleavage related to the Hercynian metamorphism (figs. 2, 3).

HD_2 — Compressional bending of $S_{1,2}$ surfaces into a fan shape (figs. 2, 3).

RECENZIA

I. Kraus — M. Kužvart: **Ložiska nerud.** SNTL — nakladatelství technické literatury a Alfa — vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Praha, 1987, 228 s., 22,— Kčs

Recenzovaná kniha je jednou z trilógie o ložiskách nerastných surovín, z ktorej prvý diel M. Dopita — V. Havlena — J. Pešek: Ložiska fosilních paliv vyšla v roku 1984 a kniha J. Havelka — L. Rozložník: Ložiská rúd je v tlači. Autori knihy využili svoje dlhodobé skúsenosti z výskumu nerúd doma i v zahraničí a svoje poznatky z pedagogickej činnosti. Opierali sa aj o predchádzajúce základné práce o nerudných surovinách (Stočes, 1947; Slávik et al., 1967; Polák, 1972; Zorkovský et al., 1972; Kužvart et al., 1977, 1983, 1984).

Ložiska nerud sú vysokoškolskou učebnicou odrážajúcou súčasný trend výskumu nerúd.

Prvá kapitola sa zaoberá pojmom a klasifikáciou nerudných surovín. Rozlišujú sa tri hlavné skupiny nerúd: priemyslové nerasty, priemyslové horniny a stavebné horniny. V knihe sa zvolila ekonomicko-geologická klasifikácia, ktorá poskytuje nielen vývojový (genetický), ale aj ekonomický pohľad na surovinu. Genetická klasifikácia, ktorá je viac geologická a v určitých smeroch prijateľnejšia, je však menej praktická, pretože nezohľadňuje technologické a ekonomické parametre suroviny. Knihe (ako aj učebnici) by azda prospel prehľad a porovnanie klasifikácií nerúd s uvedením vhodnosti použitia tej-ktorej klasifikácie.

Nové poznatky o genéze jednotlivých typov nerúd, litofaciálne pozadie ich vzniku a čiastočne aj ich hodnotenie z hľadiska súčasných poznatkov doskovej (platňovej) tektoniky, najmä rekonštrukcie sedimentačných bazénov pomocou faciálnej analýzy (čím sa hľadá aj miesto a podmienky vzniku nerúd) by sa žiadalo trochu širšie uviesť v druhej kapitole, ktorá sa stručne zaoberá genézou nerudných surovín.

V tretej kapitole sa podľa abecedy vymenúvajú svetové ložiská nerúd. Je tu taktiež stručná, ale prehľadná charakteristika najdôležitejších predstaviteľov nerúd urobená podľa genetických typov najväčších ložísk a ilustrovaná profilmi a mapkami ložísk (okrem niekoľkých obrázkov zo začiatku osemdesiatych rokov sú ilustrácie väčšinou staršie, z konca šesťdesiatych rokov).

Hlavná, štvrtá kapitola knihy opisuje československé nerudné suroviny. Začína sa zhodnotením ekonomického významu nerúd v národnom hospodárstve, v ktorom najmä uhlie predstavuje asi 80 % hodnoty ťažby nerastných surovín v ČSSR, kým nerudy 14 % a rudy 6 %. Z nerúd sú hodnotou ťažby na prvom mieste stavebné suroviny (8 % z celkovej ťažby nerastných surovín), potom sklárske a keramické suroviny (4 %), suroviny chemického priemyslu (1 %) a ostatné nerudy (1 %). Československo je v ťažbe magnezitu na 2. mieste na svete, v ťažbe kaolínu na 4. mieste, grafitu na 5. mieste atď. Mnohé z nerudných surovín kryjú celoštátnu spotrebu, resp. časť ťažby niektorých druhov nerúd (kaolín, magnezitový slinok, íl, piesok, soľ, mastenec, baryt, dekoračný kameň, grafit a i.) sa exportuje. Kapitola takto dokumentuje ekonomický význam nerudných surovín, a teda aj potrebu ich ďalšieho vyhľadávania a prieskumu.

V štvrtej kapitole je opísaných 29 druhov nerúd podrobne a 12 prehľadne včítane výhľadových a netradičných surovín. Spôsob opisu jednotlivých druhov nerúd je jednotný pre celú kapitolu, t. j. po prehľadnom úvode (akýsi abstrakt) nasleduje charakteristika ložísk Českého masívu a Západných Karpát, a to ešte podľa nižšieho tektonického členenia. Opis berie do úvahy litologické prostredie, genetické aspekty, alteračné a metamorfné účinky, úložné pomery, kvalitatívne parametre suroviny, ťažbu, ale aj úpravu a použitie suroviny. Kapitola (ani kniha) neobsahuje geologický a tektonický prehľad ČSSR, predpokladá sa znalosť tejto problematiky, resp. znalosť zdroja jej poznania z iných učebníc, ako je to uvedené aj pri hraničných odvetviach geológie nerudných surovín. Aj táto časť je bohato ilustrovaná, doplnená grafmi a tabuľkami, ktoré prehľadnosť textu a pedagogickú úroveň knihy značne zvyšujú. Niektoré profily (napr. obr. 33 — rozmiestnenie ložísk magnezitu), ako aj niektoré genetické úvahy (napr. vznik a vek azbestu) sú staršie a žiadalo sa ich obsahove prepracovať. Na druhej strane treba vyzdvihnúť aktuálnosť výsledkov prieskumu ložísk skúmaných v ostatných rokoch (ide najmä o typické nerudné suroviny, napr. zeolity a i.), zatiaľ čo typy nerúd skúmané v rámci rudných surovín (pyrit ± sulfidické suroviny, magnezit) obsahujú o niečo staršie údaje.

Zaujímavé a potrebné sú ďalšie kapitoly: Dejiny využitia nerúd (5. kap.), Technológia ťažby a úpravy nerúd (6. kap.), Priemyslové využitie ťažobného a úpravárenského odpadu (7. kap.) a Ochrana životného prostredia (8. kap.).

Zoznam literatúry je obsiahly a autori v ňom uvádzajú pramene z domácej i svetovej literatúry, z učebníc i časopisov. Rýchlu orientáciu v texte umožňuje vecný a lokalitný register.

Knihu Ložiska nerud napísali naši poprední znalci nerudnej problematiky a zároveň vysokoškolskí pedagógovia, čo sa v plnej miere odrazilo v jej vysokej kvalite a úspornom, ale veľmi prehľadnom usporiadaní. Kniha má okrem toho aj dobrú grafickú úroveň. Odporúčame ju všetkým geológom (pochopiteľne aj študentom), ktorí sa zaoberajú problematikou nerastných surovín.

Pavol Grecula

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 159—168*

Porovnanie relatívneho pôdneho geochemického potenciálu Cu, Pb, Zn a Sn nad medňatoporfýrovými systémami Zlatna v Štiavnických vrchoch a Baniska v Javorí

JAROSLAV ŠTOHL, KAROL MARSINA

Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 13. 3. 1986

Сравнение относительного почвенного геохимического потенциала меди, свинца, цинка, олова над меднопорфировыми системами Златна в Штявницких горах и Баниска в Явории (Средняя Словакия)

В работе сравнены две меднопорфировые системы на территории среднесловацких неовулканитов, а то на основе результатов почвенных геохимических поисков (при этом были использованы элементы свинца, цинка и олова). Меднопорфировая скарновая система Златно находящаяся в центральной зоне банскоштиавницкого стратовулкана на глубинах от 700 до 1000 метров образует здесь месторождение меди. Несмотря на значительную глубину медная минерализация появилась на поверхности сравнительно выразительной почвенной геохимической аномалией, которая представляет упомянутое оруденение.

В гидротермально изменённом вулканическом центре Баниско в горах Яворие была в скважине KOH-1 на глубинах от 950 до 1200 метров в интрузии кварцевых монзодиоритов определено меднопорфировое рудопроявление. Но по содержанию меди на глубине пятнадцать раза меньше чем в Златне. На это указывает тоже сравнительно невыразительная почвенная геохимическая аномалия меди на поверхности. В работе также в краткости приведены итоги комплекса поисковых признаков меднопорфировых систем в среднесловацких неовулканитах.

Comparison of a relative soil geochemical Cu, Pb, Zn and Sn potential above porphyry copper systems of Zlatno in the Štiavnické vrchy Mts. and Banisko in the Javorie Mts. (Central Slovakia)

Two porphyry copper systems are compared in the paper. They have been localized on the basis of soil geochemical prospecting results in the region of the Central Slovakian Neovolcanics. Out of the followed elements, Cu, Pb, Zn and Sn have been chosen for this paper.

The porphyry copper system of the locality Zlatno, situated in the central zone of the Banská Štiavnica stratovolcano in depths of 700 to 1000 m, makes up a copper deposit. In spite of the considerable depth, the copper mineralization gave rise to a relatively conspicuous soil geochemical anomaly that indicated the above-mentioned mineralization.

In the hydrothermal volcanic centre Banisko in the Javorie Mts., the KON-1 drillhole discovered porphyry copper occurences in a depth of 950 to 1200 m in a quartz monzonite intrusion. The copper content in the depth, however, is 15 times lower than at Zlatno, which corresponds with a relatively indistinct soil geochemical copper anomaly on the surface.

A set of decisive prospecting indications of porphyry copper systems in the Central Slovakian Neovolcanics is briefly summarized in the paper.

V ostatnom desaťročí sa v stredoslovenských neovulkanitoch venovalo nemalé úsilie geologickému výskumu i prieskumu meďnatoporfýrových systémov. Práce sa sústredili hlavne do centrálnych vulkanických zón vulkanických aparátov (Banská Štiavnica, Kremnica, Pukanec, Javorie a Poľana), kde sa vytvorili optimálne podmienky pre tvorbu tohto genetického typu zrudnenia. Pri výskumných a prieskumných prácach sa nahromadila široká škála poznatkov, ktorá môže pri vhodnom porovnaní, vytriedení a syntetizovaní poskytnúť podklady pre ďalšie racionálne vyhľadávanie.

Pre stredoslovenské neovulkanity sú rozhodujúce tieto vyhľadávacie príznaky:

1. Prítomnosť malých intermediárnych intrúzií v centrálnych zónach neoidných stratovulkánov. Apikálne časti intrúzií, ktoré sú lokalizátorom termodynamického režimu rudotvorného procesu a s ním súvisiacich hydrotermálnych premien, sú tu s veľkou pravdepodobnosťou skryté, nevystupujú na súčasný zrez terénom;

2. Prítomnosť predvulkanického podložia na povrchu alebo plytko pod povrchom, čo signalizuje termodynamické úrovne optimálne pre vznik meďnatoporfýrových systémov;

3. Prítomnosť hydrotermálnych premien, zvlášť vysokotermálneho typu (biotitizácia), typických pre meďnatoporfýrové systémy. Menej významné sú nízkotermálne premeny typu silicifikácie a argilitizácie, ktoré (ako sa ukázalo na Javorí a na Poľane, kde sú vyvinuté v mimoriadne veľkom rozsahu) ešte nezaručovali v hĺbke prítomnosť významnejšej meďnatoporfýrovej mineralizácie;

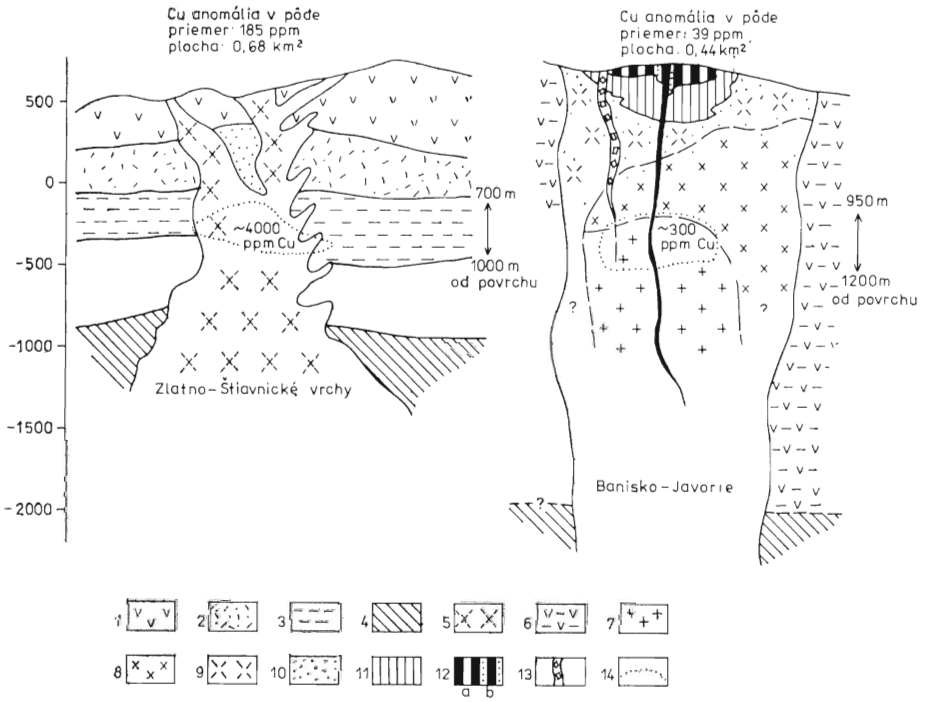
4. Prítomnosť rozsiahlych pyritizácií, ktoré sú v superpozícii nad vlastným meďnatoporfýrovým systémom. Pyritizáciu nemožno priestorovo stotožniť s Cu-sulfidickou mineralizáciou a v mnohých prípadoch sa intenzívne vyvinutá pyritizácia vyskytuje v oblasti, kde nie je preukázaná meďnatoporfýrová mineralizácia;

5. Prítomnosť intenzívnej pôdnej geochemickej anomálie (hlavne Cu) je kľúčovým vyhľadávacím príznakom skrytých meďnatoporfýrových systémov.

Náš príspevok je zameraný práve na posúdenie významu pôdnej anomálie pri vyhľadávaní skrytých meďnatoporfýrových zrudnení z hľadiska jej veľkosti, tvaru a predovšetkým intenzity, a v nemalej miere aj vo vzťahu k príznakom, ktoré sú definované v bodoch 1 až 4.

Porovnávame pôdne geochemické prejavy dvoch meďnatoporfýrových systémov, a to Zlatna v JZ časti centrálnej zóny banskoštiavnického stratovulkánu a Baniska z centrálnej zóny stratovulkánu Javoria.

Zlatno predstavuje zatiaľ jediný meďnatoporfýrový systém, ktorý má parametre ekonomického ložiskového objektu. Jeho geologicko-ložiskové pomery (Burian et al., 1980; Burian — Smolka — Kámen, 1981; Burian — Smolka, 1982; Burian, 1983; Burian — Slavkay — Štohl — Tőzsér, 1985) možno v stručnosti charakterizovať takto: Členitá intrúzia granodioritového porfýru prenikla triasovým predvulkanickým podložím. Porfýrová Cu mineralizácia sa priestorove zhoduje s tvarom intrúzie. Najvýznamnejšie rudné akumulácie chalkopyritu, pyritu, pyrotínu, magnetitu a v menšej miere polymetálov vznikli



Obr. 1. Porovnanie medňatoporfýrových systémov Zlatna a Baniska (rez ložiskom Zlatno podľa Buriana, 1980, zjednodušené). 1 — amfibolicko-pyroxenický andezit, 2 — perm, permokarbón, 3 — vrchný trias (keuper), 4 — stredný trias, dolomity, 5 — kryštalinikum, 6 — granodioritový porfýr, 7 — extrúzia amfibolicko-pyroxenického andezitu, 8 — kremenitý monzodiorit, 9 — kremenitý diorit, 10 — dioritový porfýr, 11 — pyritizácia, 12 — argilitizácia, 13 — a) silicifikácia ± argilitizácia, b) sekundárne kvarcity s rýdzou sírou, 14 — hydrotermálne explozívne brekcie, 15 — medňatoporfýrové akumulácie

Fig. 1. Comparison of porphyry copper systems of Zlatno and Banisko (crossection according to Burian, 1980, schematized). 1 — amphibole-pyroxene andesite, 2 — Permian, Permocarboniferous, 3 — Upper Triassic (Keuper), 4 — Middle Triassic, dolomites, 5 — Crystalline, 6 — granodiorite porphyry, 7 — extrusion of amphibole-pyroxene andesite, 8 — quartz monzonite, 9 — quartz diorite, 10 — diorite porphyry, 11 — pyritization, 12 — argillization, 13 — a) silicification ± argillization, b) secondary quartzites with native sulphur, 14 — hydrothermal explosive breccias, 15 — porphyry copper ore

v priestore prieniku rudonosnej intrúzie vrchnotriasovým keuperom so zvýšeným podielom vápnitej zložky. Rudná mineralizácia je mladšia ako vznik Ca-Mg skarnov. V hĺbke 700 až 1000 m vzniklo subhorizontálne uložené rudné teleso s rozmermi 130 × 180 × 800 m, v ktorom bolo zistené 182 tis. ton medi. Tento rudný potenciál sa i napriek značnej hĺbke prejavil významne aj v geochemickej anomálii na povrchu, čo je pre stredoslovenské neovulkanity veľmi cenný geochemický etalón.

Vo vrte KON-1/2021 m — Banisko sa v intrúzii kremenitých monzodioritov v hĺbke 950—1200 m zistila medňatoporfýrová indícia (Konečný — Miháliková, 1977). Ojedinelé žilky a vtrúseniny chalkopyritu spolu s pyritom, hematitom a magnetitom, a v mineralogickej podobe aj

molybdenitom vystupujú v prostredí miernej biotitizácie. Obsah neprevýšil rádove niekoľko sto ppm Cu. V povrchových častiach intrúzie ako prejav mladšej hydrotermálnej etapy vystupujú rozsiahle zóny argilitizácie a silicifikácie, ktoré sú mladšie a naložené na meďnatoporfýrový systém. Súčasťou mladších premien je aj výskyt rýdzej síry (Štohl et al., 1981). Hydrotermálne centrum Banisko, ktorého súčasťou je meďnatoporfýrový systém, sa na povrchu prejavuje izometrickým rozložením koncentrických hydrotermálnych premien. V strede je silicifikácia, ďalej k okraju argilitizácia (alunit, pyrofylit, diaspor, illit, kaolinit, dickit, zunyit) a na periférii propylitizácia. Výsledky pôdnej geochemickej prospekcie sú zhodné s priebehom hydrotermálne premenených zón.

Na obr. 1 sa dajú porovnať vzdialenosti oboch geologicko-ložiskových štruktúr od povrchu. Anomálie sú v oboch prípadoch nad meďnatoporfýrovou akumuláciou, čo je prirodzené, vyplýva to z ascedentného charakteru vystupujúcich fluíd v termodynamickom meďnatoporfýrovom systéme. Permeabilita hornín v oboch systémoch je porovnateľná. Medzi koncentráciou Cu v meďnatoporfýrovom systéme, vertikálnou vzdialenosťou od povrchu a intenzitou pôdnej anomálie je priama úmernosť a z ich vzájomných vzťahov sa dajú odvodzovať prognózne uzávery.

Metodika práce

Pôdne geochemické vzorky sa odoberali na rovnobežných profiloch vzdialených od seba 200 m (Zlatno), resp. 250 m (Banisko) a orientovaných na SV—JZ, resp. SZ—JV, s krokom odberu 20, resp. 25 m. Celkove sa v oblasti Zlatna odobralo 850 pôdnych geochemických vzoriek a v oblasti Baniska 1035 vzoriek, a to plytkými výkopmi z hĺbky 20 až 30 cm z pôdneho horizontu po odstránení humusovej vrstvy.

V laboratóriách GP Spišská Nová Ves vzorky analyzovali kvantitatívne spektrálne na väčší súbor prvkov, z ktorého sme si vybrali prvky Cu, Pb, Zn a Sn — najvhodnejšie na porovnanie oboch oblastí (z oblasti Baniska sa z technických príčin iba 830 vzoriek analyzovalo na Sn).

Pôdny geochemický výskum v oblasti Zlatna realizovali pracovníci GP, úsek Banská Štiavnica. Obe územia sme mohli porovnať vďaka výsledkom analýz, ktoré nám poskytol Smolka (Matula — Smolka — Gwerk, 1986).

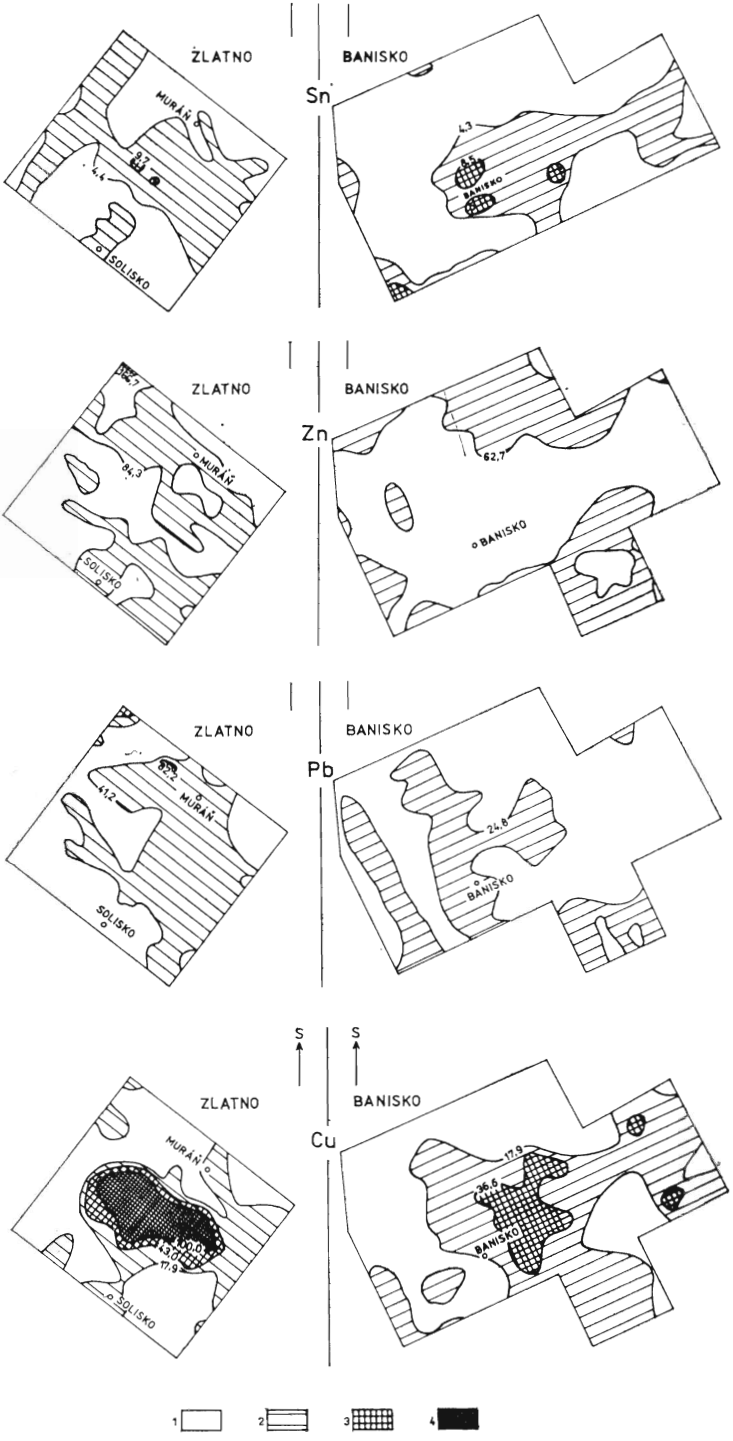
Výsledky analýz pôdnych geochemických vzoriek oboch oblastí sme kvôli proporcionalite medzi krokom odberu a vzdialenosťou medzi profilmi pri tvorbe máp izolínií jednotlivých prvkov zlúčili po 5 a vypočítali sme priemer, čím umelo vznikol krok odberu 100 m (Zlatno), resp. 125 m (Banisko) a počet vzoriek sa zredukoval na 170, resp. na 207.

Štatistické charakteristiky sledovaných prvkov oboch súborov sa vypočítali na Geologickom ústave Dionýza Štúra na stolnom kalkulátore WANG 2200T (bez vylúčených anomálnych hodnôt presahujúcich $\bar{x} + 3$ s. o.; tab. 1). V tab. 2 sú uvedené veličiny charakterizujúce geochemické anomálie Cu oblasti Zlatna a Baniska.

Distribúcia Cu, Pb, Zn a Sn

Meď vytvára v oboch sledovaných územiach geochemické anomálie rôznej intenzity. Aritmetický priemer mimo anomálnych obsahov Cu dosahuje v oblasti Zlatna aj Baniska rovnakú hodnotu — 17,9 ppm (tab. 1).

Geochemickú anomáliu Cu Zlatna vytvára 30 anomálnych hodnôt s maximom 410 ppm Cu (tab. 2). Táto geochemická anomália má plošný rozsah asi 0,68 km^2 s priemerným obsahom 185 ppm Cu. Pri Zlatne indikovala v súčasnosti už overenú



Obr. 2. Mapa izolínií obsahov Sn, Zn, Pb a Cu oblastí Baniska a Zlatna. 1 — $< \bar{x}$, 2 — $\bar{x}$ až $\bar{x} + 3$ s. o., 3 — $\bar{x} + 3$ s. o. až $\bar{x} + 9$ s. o., 4 — $> \bar{x} + 9$ s. o.

Fig. 2. Isoline map of Sn, Zn, Pb and Cu-contents in Banisko and Zlatno area. 1 — $< \bar{x}$, 2 — $\bar{x}$ to $\bar{x} + 3$ s. d., 3 — $\bar{x} + 3$ s. d. to $\bar{x} + 9$ s. d., 4 — $> \bar{x} + 9$ s. d.

TAB. 1
Štatistické charakteristiky súborov Zlatno a Banisko (bez geochemických anomálnych hodnôt presahujúcich $\bar{x} + 3$ s. o.)
Statistical characteristics of Zlatno and Banisko sets (without geochemically anomalous values — more than $\bar{x} + 3$ s. d.)

	Cu	Pb	Zn	Sn
Zlatno				
N	139	160	161	164
$\bar{x}$*	17,9	41,2	84,3	4,4
Min.*	2	7	20	1
Max.*	40	82	162	10
s. o.*	8,7	13,7	26,8	1,8
$\bar{x} + 3$ s. o.*	43	82,2	166,7	9,7
Banisko				
N	192	201	201	155
$\bar{x}$*	17,9	24,8	62,7	4,3
Min.*	7	7	17	3
Max.*	34	43	122	7
s. o.*	6,3	7,6	25,1	1,4
$\bar{x} + 3$ s. o.*	36,6	47,5	138,1	8,5

N — počet vzoriek súboru, $\bar{x}$ — aritmetický priemer, s. o. — štandardná odchýlka, $\bar{x} + 3$ s. o. — hranica anomálie, Min. — minimálna hodnota súboru, Max. — maximálna hodnota súboru, * — hodnoty sú udané v ppm
N — number of samples of a set, $\bar{x}$ — mean value, s. o. = s. d. — standard deviation, $\bar{x} + 3$ s. o. = x + 3 s. d. — limit of anomaly, Min., Max. — minimal and maximal value of a set, * — values in ppm

ložiskovú akumuláciu Cu v hĺbke 700 až 1000 m.

V oblasti Baniska je podstatne iná situácia. Geochemickú anomáliu Cu tu vytvára 15 anomálnych hodnôt s maximom 60 ppm Cu (je to 7× menej ako v oblasti Zlatna). Geochemická anomália Cu v oblasti Baniska má plošný rozsah 0,44 km², priemerný obsah 39 ppm Cu (je to približne 5× menej ako v oblasti Zlatna). Primárne indície Cu-porfýrového zrudnenia sú v oblasti Baniska v hĺbkach 950 až 1200 m, koncentrácie Cu sú v porovnaní s oblasťou Zlatna (0,34 %) asi 15-násobne nižšie.

Olovo nevytvára ani v jednom zo sledovaných území geochemické anomálie. Aritmetický priemer Pb v oblasti Zlatna je $\bar{x} = 41{,}2$ ppm a v oblasti Baniska $\bar{x} = 24{,}8$ ppm. Tento rozdiel môže spôsobovať rozdielna intenzita hydrotermálnych premien horninového prostredia v sledovaných oblastiach.

V miestach geochemickej anomálie Cu oboch oblastí je sústredená len časť nadpriemerných obsahov Pb.

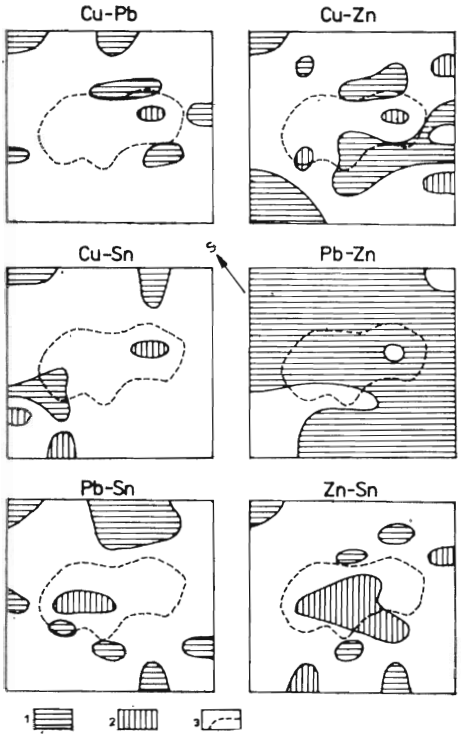
Zinok, rovnako ako Pb, nevytvára v sledovaných oblastiach geochemické anomálie. Aritmetický priemer Zn v oblasti Zlatna je $\bar{x} = 84{,}3$ ppm a v oblasti Baniska $\bar{x} = 62{,}4$ ppm.

V miestach geochemickej anomálie Cu pozorujeme v oblasti Zlatna čiastočný deficit Zn (väčšina obsahov Zn tu dosahuje podpriemerné hodnoty). V oblasti Baniska

TAB. 2
Veličiny charakterizujúce geochemické anomálie Cu oblastí Zlatna a Baniska
Values characterizing Cu geochemical anomalies of Zlatno and Banisko area

	Zlatno	Banisko
N_a	30	15
S_a	0,68	0,44
$\bar{x}_a$	185	39
Min_a	48	37
Max_a	410	60

N_a — počet vzoriek súboru tvoriaceho geochemickú anomáliu Cu, S_a — plocha geochemickej anomálie (km²), $\bar{x}_a$ — aritmetický priemer anomálnych hodnôt obsahov geochemickej anomálie Cu ppm, Min_a, Max_a — minimálna a maximálna hodnota súboru anomálnych hodnôt obsahov Cu
N_a — number of geochemically anomalous samples of a set, S_a — area of geochemical anomaly (km²), $\bar{x}_a$ — mean value of geochemically anomalous values, Min_a, Max_a — minimal and maximal value of geochemically anomalous Cu contents



Obr. 3. Korelácie dvojíc prvkov Cu-Pb, Cu-Zn, Cu-Sn, Pb-Zn, Pb-Sn, Zn-Sn v oblasti Zlatna (M = 1 : 25 000). 1 — kladné hodnoty korelačných koeficientov (väčšie ako +0,38), 2 — záporné hodnoty korelačných koeficientov (menšie ako —0,38), 3 — ohraničenie intrúzie granodioritového porfýru s výraznou geochemickou anomáliou Cu

Fig. 3. Correlations of doubles of elements Cu-Pb, Cu-Zn, Cu-Sn, Pb-Zn, Pb-Sn, Zn-Sn in the Zlatno area (scale 1 : 25 000). 1 — positive values of correlation coefficient (more than +0,38), 2 — negative values of correlation coefficient (less than —0,38), 3 — limit of granodiorite porphyry intrusion with a conspicuous geochemical anomalie of Cu

je tento deficit Zn ešte výraznejší, čo môže byť spôsobené jeho odnosom (vyluhovaním) počas aktivity hydrotermálnych roztokov.

Cín vytvára v oboch oblastiach plošne malé a obsahovo málo výrazné geochemické anomálie, ktoré sú sústredené spolu s väčšinou nadpriemerných obsahov Sn, viac-menej v miestach geochemických anomálií Cu oblastí Zlatna aj Baniska.

Aritmetický priemer obsahu Sn je v oboch oblastiach prakticky rovnaký (Zlatno: $\bar{x} = 4{,}4$ ppm, Banisko: $\bar{x} = 4{,}3$ ppm).

Mapy izolínií Cu, Pb, Zn a Sn oblastí Zlatna a Baniska sú na obr. 2 (M 1 : 25 000, hodnoty obsahov sú v ppm).

Porovnanie oblastí Zlatna a Baniska na základe korelačnej analýzy

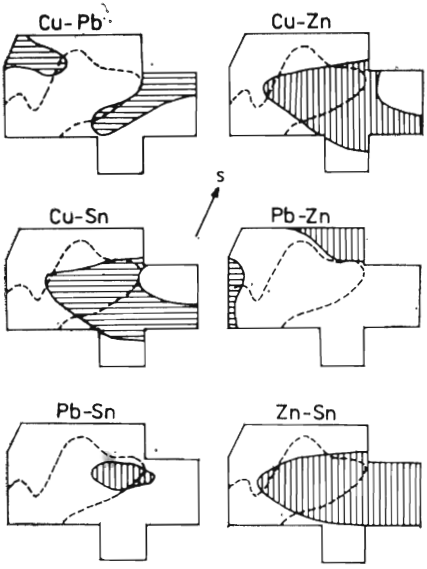
Pri korelácii Cu, Pb, Zn a Sn oblastí Zlatna a Baniska môžeme konštatovať niekoľko podobností aj odlišností (obr. 3, 4):

— V oblasti Zlatna najvýznamnejšie koreluje dvojica Pb-Zn, v oboch oblastiach významne korelujú dvojice prvkov Cu-Zn, Sn-Zn a v oblasti Baniska aj dvojica Cu-Sn;

— Významné kladné korelácie (hodnoty korelačných koeficientov väčšie ako +0,38) Pb-Zn sú prakticky v celej oblasti Zlatna, v oblasti Baniska v podstate chýbajú, čo v našom prípade potvrdzuje fakt, že intruzívne hydrotermálne premenené horniny oblasti Baniska sú najviac ochudobnené o Zn, menej o Pb.

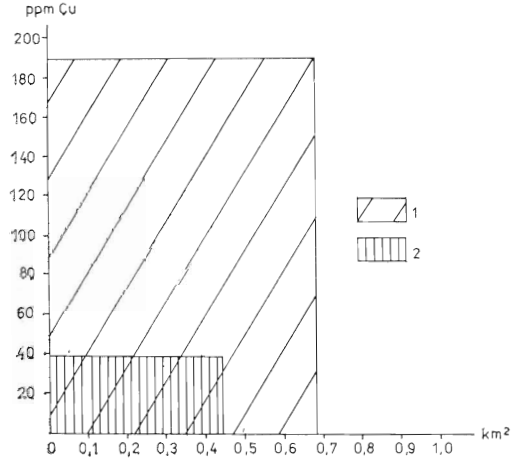
Keďže obsah Pb aj Zn nedosahuje ani v jednej z oboch sledovaných oblastí geochemicky anomálne hodnoty, zvýšenú kladnú koreláciu Pb-Zn v oblasti Zlatna vysvetľujeme genetickou afinitou týchto prvkov;

— Významné kladné korelácie Cu-Zn v oblasti Zlatna vystupujú mimo intruzívnych hydrotermálnych premenených hornín s výraznou geochemickou anomáliou Cu, čo potvrdzuje jej samostatné postavenie. V oblasti Baniska je väčšina významných korelácií Cu-Zn záporná, viazaná najmä na intruzívne hydrotermálne premenené horniny s geochemickou anomáliou Cu. Významné záporné korelácie



Obr. 4. Korelácie dvojíc prvkov Cu-Pb, Cu-Zn, Cu-Sn, Pb-Zn, Pb-Sn, Zn-Sn v oblasti Baniska (M = 1 : 50 000). 1 — kladné hodnoty korelačných koeficientov (väčšie ako +0,38), 2 — záporné hodnoty korelačných koeficientov (menšie ako —0,38), 3 — ohraničenie intruzívneho komplexu ako celku

Fig. 4. Correlations of doubles of elements Cu-Pb, Cu-Zn, Cu-Sn, Pb-Zn, Pb-Sn, Zn-Sn in the Zlatno area (scale 1 : 50 000). 1 — positive values of correlation coefficient (more than +0,38), 2 — negative values of correlation coefficient (less than —0,38), 3 — limit of intrusive complex as a whole



Cu-Zn oblastí Zlatna a Baniska svedčia o fakte, že v miestach geochemicky anomálneho zvýšenia obsahu Cu (intenzívne hydrotermálne premenené horniny) nie sú maximá Zn, čo signalizuje určitú samostatnosť mineralizačných etáp Pb-Zn a Cu;

— Dvojica prvkov Sn-Zn v oboch oblastiach koreluje významne záporne, pričom tieto korelácie sú takmer výlučne viazané na intenzívne hydrotermálne premenené horniny s geochemickou anomáliou Cu. V našom prípade to znamená, že odnosom Zn sa úmerne zvýšil obsah Sn;

— Kladná korelácia Cu-Sn v oblasti Baniska je viazaná na hydrotermálne zmenený intruzívny komplex s geochemickými anomáliami oboch prvkov.

Záver

V úvode sme zhrnuli poznatky definujúce hlavné vyhľadávacie príznaky, ktoré môžu determinovať výskyty meďnatoporfýrových systémov v stredoslovenských neovulkanitoch. Za jeden z najvýznamnejších priaznivých príznakov považujeme intenzitu, tvar a veľkosť pôdnej anomálie medi, ktorá v kombinácii s ďalšími príznakmi už v počiatočnom štádiu výskumu a prieskumu môže pomerne spoľahlivo určiť stupeň prognóznej nádejnosti územia.

Pri porovnaní dvoch, výsledkami značne extrémnych pôdnych anomálií nad reálnym meďnatoporfýrovým objektom Zlat-

Obr. 5. Graf porovnávajúci hodnoty obsahov Cu v ppm na plochách (km²) geochemických anomálií Cu oblastí Zlatna a Baniska v stredoslovenských neovulkanitoch na základe výsledkov pôdnej geochemickej prospekcie. 1 — Zlatno, 2 — Banisko

Fig. 5. Graph comparing the values of Cu contents (ppm) in Cu anomalous areas (km²) of the Zlatno and Banisko territory in Central Slovakian neovolcanics based on soil geochemical prospecting results. 1 — Zlatno, 2 —

no a meďnatoporfýrovou indíciou Banisko v Javorí sme vyvodili takéto uzávery:

— Intenzita a veľkosť pôdnej anomálie, ktorá je vytvorená nad pochovanou meďnatoporfýrovou štruktúrou, je priamo úmerná hĺbke a veľkosti rudnej akumulácie pod povrchom;

Zlatno i Banisko sú približne v rovnakej hĺbke. Indícia Baniska má asi 15-krát nižšie hodnoty obsahu v horninách ako Zlatno, obsah medi v pôde nad ložiskom je približne 5-krát nižší. Pozadie obsahu Cu mimo anomálie je v oboch prípadoch rovnaké — 17,9 ppm;

— Obe anomálie majú izometrický tvar a sú kontrastné voči okolitému prostrediu;

— Stupeň permeability horninového prostredia pre vystupujúce hydrotermálne fluidá je v oboch prípadoch porovnateľný.

Z uvedeného vyplýva, že v oblasti Baniska sa nedá predpokladať ekonomická meďnatoporfýrová akumulácia, lebo plošný rozsah, ale najmä hodnoty obsahu Cu (ako aj ostatných sledovaných prvkov) v pôdnych geochemických vzorkách tvoriacich geochemickú anomáliu na to nepoukazujú. Domnievame sa, že podobná analýza by mohla byť prospešná aj v iných centrálnych zónach v neovulkanitoch Západných Karpát, kde sa predpokladá podobný typ mineralizácií (napr. Remáta; Knésl et al., 1985), ďalej vo Vihorlate a v centrálnych zónach Makovica, Strechový vrch a Bogota v Slanských vrchoch.

Literatúra

Beane, R. E. — Titley, S. R. 1980: Copper porfyry deposits. *In: Seventy — Fifth Anniversary Volume Econ. geology 1905—1980.*

Burian, J. et al. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob, Zlatno — VP rudy. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Burian, J. — Smolka, J. — Kámen, M. 1981: Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätej mineralizácie. *Miner. slov., 13, 489—508.*

Burian, J. — Smolka, J. 1982: Geologická stavba meďnatoporfýrového ložiska Zlatno. *Miner. slov., 14, 517—538.*

Burian, J. 1983: Vplyv prostredia na lokalizáciu medeno-porfýrových rúd na ložisku Zlatno. *In: Zbor. Vplyv geolog. prostr. na zrud. GÚDŠ, Bratislava, s. 47—56.*

Burian, J. — Slavkay, M. — Štohl, J. — Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Miner. slov. — Monografia, Bratislava, Alfa, 269 s.*

Knésl, J. — Knéslová, A. — Matová, V. — Veľký, P. 1986: K problematike vyhľadávania medenoporfýrových rúd v SSR. *Geol. průzk., 28, 1.*

Konečný, V. — Miháliková, A. 1977: Záverečná správa z vrtu KON-1. *Archív GÚDŠ, Bratislava.*

Matula, I. — Smolka, J. — Gwerk, E. 1986: Pôdnogeochemické aureoly meďnatoporfýrového ložiska Zlatno. *Miner. slov., 1, 65—72.*

Štohl, J. et al. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. *Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.*

Comparison of a relative soil geochemical Cu, Pb, Zn and Sn potential above porphyry copper systems of Zlatno in the Štiavnické vrchy Mts. and Banisko in the Javorie Mts. (Central Slovakia)

Prospecting for porphyry copper deposits, especially for hidden structures, is a difficult task and requires extensive theoretic knowledge. The most important prospecting problem in our conditions results from the fact that our porphyry copper systems are "buried" and are not exposed on the surface. They can be discovered only indirectly, by means of a set of indirect indications verifable on the surface or in shallow levels under the surface.

The decisive prospecting indications of porphyry copper ore accumulations in the Central Slovakian Neovolcanics are:

— presence of small, mostly hidden, intermediate intrusions in central zones of neogene stratovolcanoes;

— presence of the pre-volcanic basement

on or shallow under the surface, which indicates optimum thermodynamic levels for the origin of porphyry copper systems;

— hydrothermal alterations typical for porphyry copper systems, especially high-temperature ones (biotitization), while low-temperature alterations (silicification and argillization) are less important;

— extensive pyritization overlying the porphyry copper system. In many cases, however, the intensive pyritization is not accompanied by a porphyry copper mineralization;

— presence of a conspicuous soil geochemical anomaly (mainly Cu) seems to be of prime importance among prospecting indications of hidden porphyry copper systems.

This paper compares the superficial influence of two porphyry copper systems (Zlatno, Banisko in the Central Slovakian Neovolcanics) on the basis of soil geochemical prospection results (Cu, Pb, Zn, Sn).

Zlatno in the Štiavnické vrchy Mts. represents sofar the only porphyry copper system that has parametres of an economic deposit. A subhorizontal orebody with average dimensions of 130×180×800 m and an average Cu content of 0.34 % is situated in a depth of 700 to 1000 m under the present surface and 182 thousand tonnes of copper have been discovered at the place where a granodiorite porphyry intrusion penetrates into the Upper Triassic Keuper. This mineralization gave rise to a conspicuous geochemical anomaly on the surface (area 0.68 km^2 with an average Cu content of 185 ppm and a maximum value of 410 ppm Cu).

Geochemical Cu anomaly in the hydrothermal volcanic centre Banisko in the Javorie Mts. covers an area of 0.44 km^2 with an average Cu content of 39 ppm, which is about 5 times less than in Zlatno. Primary indications of a porphyry copper mineralization discovered in the area of Banisko in depths of 950 to 1200 m in a quartz diorite intrusion are discouraging, too (average Cu content is about 15 times lower than in the area of Zlatno).

Contents of other followed elements (Pb, Zn, Sn) are relatively low in both areas and do not differ distinctly.

On the basis of soil geochemical prospecting results and other facts we may say that no economic porphyry copper accumulation can be expected in the area of Banisko.

As one of the most significant favourable indications in prospecting for porphyry copper systems in the Central Slovakian Neovolcanics we regard the intensity, shape and size of the soil geochemical Cu anomaly, that in combination with other indications may relatively reliably determine the degree of prognostic prospects already in the initial stage of research and exploration.

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 169—173*

Magnetická anomálie u Bzenova, jz. od Prešova

IVAN GNOJEK

Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

Doručené 14. 5. 1986

Магнитная аномалия при Бзенове, юго-западнее города Прешов (Восточная Словакия)

В области центральнокарпатского палеогена югозападнее города Прешов находится выразительная магнитная аномалия. Количественная интерпретация позволяет объяснить эту аномалию или поднятием кристаллического фундамента на глубине около 400 м под палеогеновым флишом, или телом ультраосновных пород находящихся на глубине 1900 м.

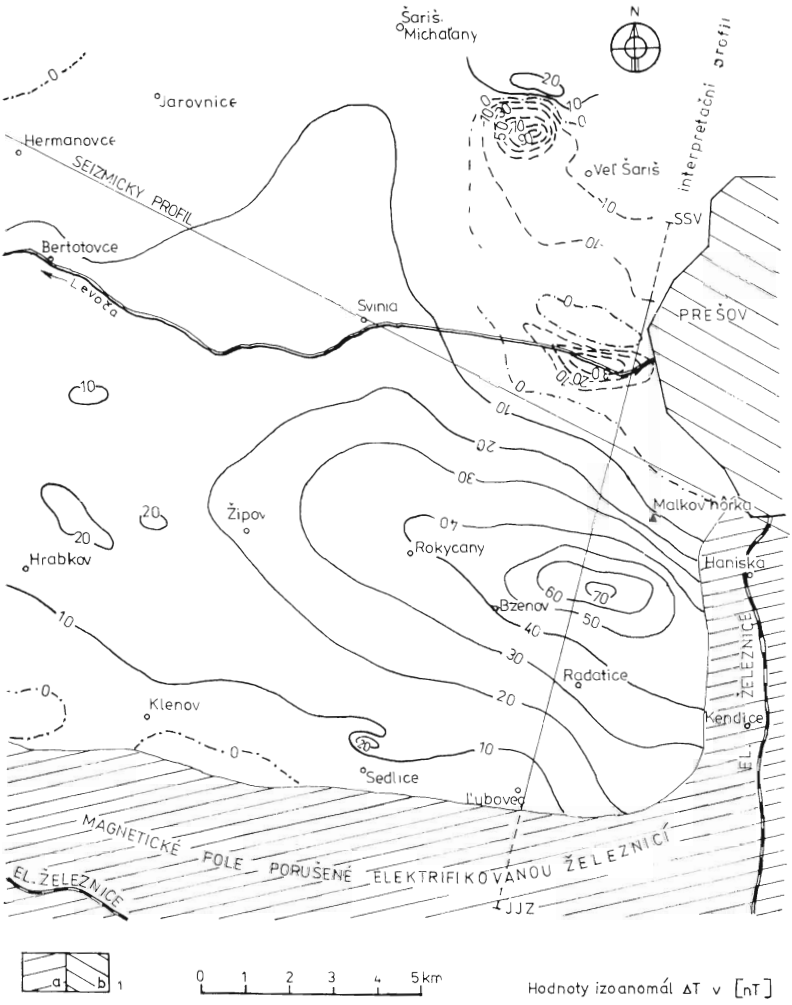
Magnetic anomaly near Bzenov, SW of Prešov (Eastern Slovakia)

A distinct magnetic anomaly was found SW of Prešov, in the area covered by the Central Carpathian Paleogene. The anomaly is interpreted in two suitable versions, (1) as an elevation of the crystalline basement at the depth of 400 m or (2) more probably as a flat ultrabasic body lying within the Mesozoic series at the depth of 1,900 m.

Leteckým geofyzikálním mapováním, prováděným ve vnitřních Západních Karpatech v letech 1976 až 1983, byla v jv. okraji Šarišské vrchoviny, v území budovaném vnitrokarpatským paleogénem vymezena výrazná magnetická anomálie (Gnojek a Dědáček, 1981), jejíž vrcholová část dosahuje maxima 70 nT a je situována 2 km v. od obce Bzenov. Nelze říci, že byla leteckou magnetometrií objevena. Její existenci prvně publikovali Šutor a Čekan (1965), kteří prováděli regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum východního Slovenska. Jelikož v tehdejším zaměření regionálního průzkumu tato anomálie nepředstavovala závažný objekt, nebyla jí uvedenými autory věnována žádná interpretační pozornost.

Magnetické pole jv. části Šarišské vrchoviny

V poměrně klidném magnetickém poli Šarišské vrchoviny vystupuje bzenovská anomálie jako nejvýraznější objekt (obr. 1), který ovlivňuje vývoj pole celé jv. části tohoto území. Bohužel neznáme k interpretačnímu zhodnocení její v. a jv. část, kde přirozené magnetické pole je zcela likvidováno intenzívním rušivým účinkem elektrifikovaných železnic. Rovněž neznáme její sv. pokračování, kde se rozkládá



Obr. 1. Magnetická anomálie Bzenov (jz. Prešova), vnitrokarpatský paleogén. 1 — magnetické pole porušené a) elektrifikovanou železniční tratí, b) městskou zástavbou

Fig. 1. The Bzenov magnetic anomaly (SW of Prešov), the Paleogene of the Inner Carpathians. 1 — magnetic field disturbed by a) electric railway, b) urban area

Prešov. Západní vyznívání anomálie je u obce Žipov, asi 10 km zjz. od Prešova.

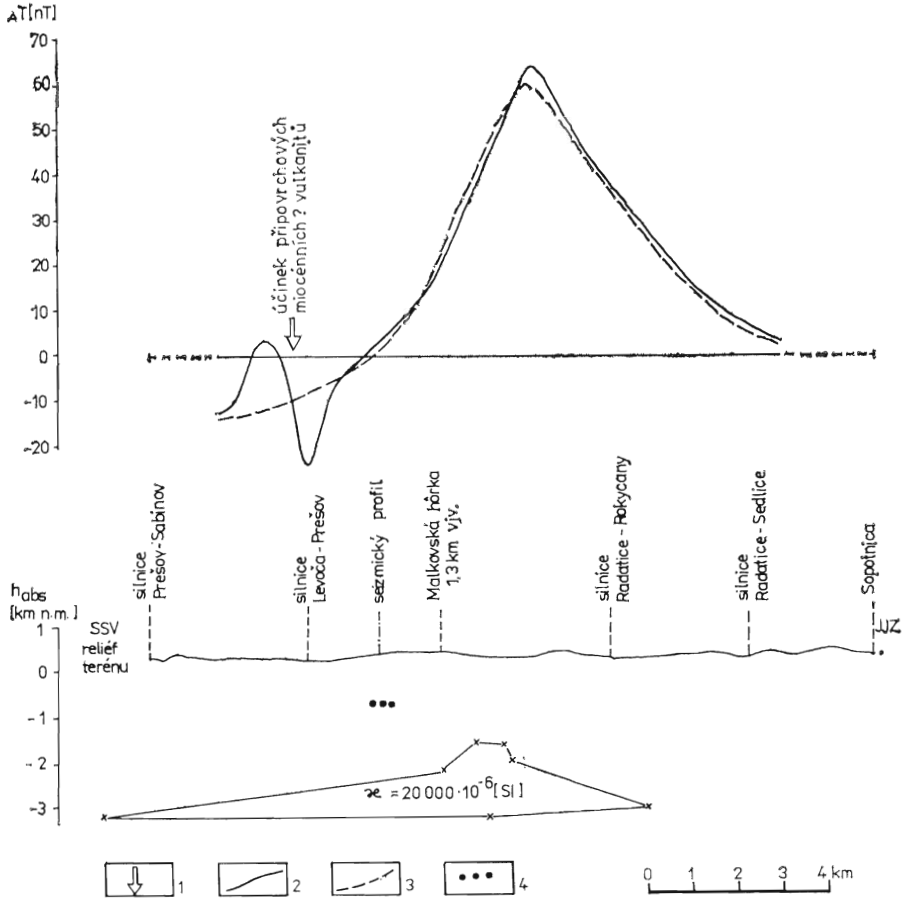
V území nevýrazného minima bzenovské anomálie z. a sz. od Prešova vystupují dvě lokální záporné anomálie. Jedna (—30 nT) je situována na bezprostředním z. okraji Prešova v katastru obce Malý Šariš. Jejím pravděpodobným zdrojem mohou být mělce uložené miocenní (?) vulkanity intermediárního až bazického charakteru a nevelké mocnosti. Druhou lokální anomálií je výraznější objekt (—90 nT) nacházející se 1,5 km sz. od Velkého Šariše. Jde jednoznačně o magnetický projev izolovaně vystupující andezitové kupy Šarišského hradu s reverzní magnetizací. Drobný výchoz dunitu u Sedlic vyvolává jen slabou anomálii (20 nT) velmi malého rozměru. Jeho magnetické vlastnosti nebyly zatím studovány.

Interpretace bzenovské anomálie

Modelování tvaru, rozměrů a pozice zdroje bzenovské magnetické anomálie, odpovídajícího možnému geologickému tělesu v podloží paleogenních sedimentů, které můžeme právem považovat za prakticky nemagnetické, bylo provedeno ve dvou variantách. První předpokládala v podloží vnitrokarpatského paleogénu existenci tělesa o průměrné magnetické susceptibilitě $4000 . 10^{-6}$ (SI), což je hodnota odpovídající magnetickým horninám krystalinických oblastí. Těleso o takové průměrné magnetické susceptibilitě by muselo být ve své vyklenuté vrcholové části až 5,5 km mocné a jeho horní okraj by se v údolí potoka Chujavka na jz. úpatí Malkovské hôrky musel nacházet v hloubce 400 až 500 m. Takováto krystalinická magnetická elevace by zapadala asi pod úhlem 30° k SSV a strměji, pod úhlem 40°, k JJZ.

Vysvětlení bzenovské magnetické anomálie takovým krystalinickým zdrojem je sice možné, avšak málo pravděpodobné vzhledem k výsledkům známým v této oblasti z jiných metod. Především Daněček et al. (1982) zjistili na refrakčně seizmickém profilu, probíhajícím ve vnitrokarpatském paleogénu Levočských vrchů a Šarišské vrchoviny od v. podhůří Vysokých Tater až po z. okraj Slanských vrchů, že v úseku od obce Svinia po jz. okraj Prešova se podloží paleogénu nachází v hloubkách od 1050 m do 1300 m v plynulém vývoji bez výrazných vertikálních skoků. Konkrétně v místě křížení seizmického profilu s profilem interpretačním 2 km ssz. od kóty Malkovská hôrka se podloží paleogénu nachází podle seizmiky v hloubce 1100 m. Z hodnoty hraniční rychlosti vlny lomené na paleogénním podloží 5900 $m . s^{-1}$ odvozují citovaní autoři kvalitu podloží, které interpretují jako karbonátové mezozoikum vnitřních Karpat. Rovněž Májovský a Tkáčová (1983) udávají z výsledků geoelektrického sondování v území 3 až 4 km v. od Bzenova hloubky paleogenního podloží 600 až 1000 m, i když z. od Malkovské hôrky připouštějí převážně jen hloubky podloží 300 až 500 m. K litologické kvalitě mezozoického podloží se nevyjadřují.

Protože poznatky zjištěné refrakční seizmikou lze považovat v daném území za věrohodnější než výsledky geoelektrického sondování, je vhodné zaměřit druhou interpretační variantu bzenovské magnetické anomálie na možný zdroj uvnitř převážně karbonátového mezozoika, předpokládaného zde pod paleogénem v hloubkách větších než 1000 m pod povrchem. Tyto mezozoické sedimenty zjednodušeně, avšak s vysokou pravděpodobností, považujeme opět za nemagnetické. Vzhledem k velkému známému množství bazických až ultrabazických těles, situovaných v pestrém komplexu sedimentů spodního triasu, dále na rozhraní spodního a středního, převážně karbonátového triasu, a s ohledem na existenci triasových až jurských ultrabazik v gemeriku i ve veporiku (?), o jejichž magnetických projevech obsáhle pojednává Filo in Plančár, et al. (1977), bylo v této druhé variantě za zdroj anomálie zvoleno těleso o magnetické susceptibilitě $20\,000 . 10^{-6}$ (SI), která se často vyskytuje u gaber a peridotitů. Pak, při dosažení dobré shody mezi naměřeným polem a vypočteným účinkem modelovaného tělesa, můžeme bzenovskou anomálii vysvětlit nepravidelně tvarovaným zdrojem vyklenutého tvaru, pozvolna zapadajícím k SSV, jehož horní okraj je situován v hloubce okolo 1900 m pod povrchem a jenž v apikální části dosahuje mocnosti až 1500 m a k J rychleji, k S pak pozvolněji vykliňuje (obr. 2). Vrcholová část zdrojového tělesa se nachází v z. a j. okolí kóty Malkovská hôrka, k jeho s. vyklínění dochází u Velkého Šariše.



Obr. 2. Magnetická anomálie (jz. Prešova), vnitrokarpatský paleogén — interpretační profil. 1 — účinek připovrchových miocénních (?) vulkanitů, 2 — naměřené pole, 3 — vypočtený účinek tělesa v interpretačním řezu, 4 — rozhraní paleogén — mezozoikum (podle seizmiky)

Fig. 2. The Bzenov magnetic anomaly (SW of Prešov), the Paleogene of the Inner Carpathians — interpretation profile. 1 — effect of near-surface Miocene (?) volcanites, 2 — measured field, 3 — computed effect of the body in the interpretation section, 4 — boundary Paleogene — Mesozoic (according to seismic data)

Vzhledem k tomu, že podobná magnetická anomálie spjatá s podložním zdrojem vystupuje i v s. části východoslovenské neogenní pánve j. od humenského mezozoika mezi Trnavou pri Laborci a Nižným Hrabovcem (jejím zdrojem jsou zřejmě ultrabazické horniny zastižené vrtem Zbudza-1 v podloží miocénu při rozhraní mezozoika a paleozoika, viz Magyar et al., 1986), můžeme i u bzenovské anomálie předpokládat sepětí tamních bazických až ultrabazických těles s prostorem tektonického styku podložních mezozoických a paleozoických komplexů.

Literatura

Daněček, O. — Huňáček, P. — Mořkovský, M. — Nehybka, V. 1982: Zpráva o refrakčně seizmickém průzkumu v centrálněkarpatském paleogénu východního Slovenska v r. 1981. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Gnojek, I. — Dědáček, K. 1981: Technická zprava o leteckém geofyzikálním průzkumu Braniska a Černé hory. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Magyar, J. et al. 1986: Výročná správa prieskumného závodu Michalovce o výsledkoch geologicko-vyhľadávacích a prieskumných prác za rok 1985. *Manuskript — Mor. naft. doly Hodonín.*

Májovský, J. — Tkáčová, H. 1983: Geofyzikálny výskum Šarišskej vrchoviny, záv. zpráva 1981—1983. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Plančár, J. — Filo, M. — Šefara, J. — Snopko, L. — Klinec, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Záp. Karpaty, Geol., 2., 7—144.*

Šutor, A. — Čekan, V. 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. *Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz. (Praha), 4., 35—57.*

Magnetic anomaly near Bzenov, SW of Prešov (Eastern Slovakia)

SW of the town of Prešov in the southeastern part of the Šarišská vrchovina highland built of the Inner-Carpathian Paleogene (Fig. 1) a distinct magnetic anomaly was detected. It attains the maximum of 70 nT and its size and gradient indicate that its source is in the basement. It is justly assumed that the overlying Paleogene sediments are not magnetic. Because of lack of geological information two interpretations are considered. Firstly, the anomaly is explained by an elevation of the crystalline magnetic basement of the magnetic susceptibility $\varkappa = 4000 . 10^{-6}$(SI), with its peak at the depth of 400 m. It is sloping gently (30°) to the NNE and more steeply (40°) to the SSW. Secondly, seismic data are taken into account according to which the depth of the adjacent Paleogene rocks is 1100 m. Thus the anomaly is interpreted as an ultrabasic source of $\varkappa = 20\,000 . 10^{-6}$ (SI) situated presumably in Mesozoic basement at the minimum depth of 1900 m, with thickness up to 1500 m in its arching (Fig. 2).

Comparing this anomaly with a similar magnetic anomaly detected in the northern margin of the East Slovakian Neogene basin where the borehole Zbudza-1 found peridotites in the basement Mesozoic series near the boundary with the underlying Paleozoic complex, we can assume the presence of ultrabasites in a similar tectonic position also in the SW of Prešov.

AKUALITA

Predbežné výsledky prieskumu kameniva na biely a farebný betón

JOZEF MICHEL, JÁN TABAK

Предварительные результаты геологоразведочных работ на белый и цветной бетон

На территории Словакии была дана оценка 26 месторождениям особенно карбонатным. Для белого бетона пригодны 3 месторождения (Челкова Легота-доломит, Ракош-известняк, Елшава-Голубица-известняк). Для цветного бетона пригодны тоже 3 месторождения (Елшава-доломит, Мармонт-Стара Любовня-известняк, Брезничка-серпентинит).

Preliminary results of aggregate stone prospection for use in white and coloured concrete production

Twenty six occurrences of aggregate stone raw in Slovakia have been assessed from the viewpoint of requirements in white and coloured concrete production. Requirements for white concrete are satisfied in 3 localities (dolomite from Čelková Lehota, limestone from Rákoš and Jelšava-Holubica) whereas further three localities reveal satisfactory conditions for use in coloured concrete production (dolomite from Jelšava, limestone from Marmont — Stará Ľubovňa and serpentinite from Breznička)

Výroba pohľadových betónov je náročnejšia ako výroba konštrukčného betónu, pretože okrem požiadaviek na fyzikálno-mechanické vlastnosti musí vyhovovať i prísne estetickým kritériám. Predpokladom toho je výber vhodného kameniva a cementu.

Autori tohto príspevku podrobne študovali početné ložiská stavebného i dekoračného kameňa na celom území Slovenska, vhodné pre tento účel. Spracovali pasporty ložísk so zameraním na farebný prejav kameniva, geologické a tektonické pomery ložiska, zásoby a prognózy vhodných hornín.

Výsledkom bolo vytypovanie 26 lokalít, z ktorých sa po prvej overovacej etape poloprevádzkovo odskúšalo 7.

V prvej podetape prieskumu sa overovali iba najzákladnejšie technologické vlastnosti hornín, v druhej podetape sa robili rozšírené technologické skúšky vzoriek vybraných lokalít a vzorky zo 7 lokalít sa poloprevádzkovo odskúšali na testovacej linke pracoviska Šuja Odborového výskumu ČSK Praha.

V Azbestovocementových závodoch v Púchove sa overilo, že farebné frakcie kameniva vyrobené na testovacej linke sú vhodné na výrobu terazzových dlaždíc a vo VÚIS Bratislava potvrdili, že kamenivo je vhodné aj na prípravu betónu (okrem lokality Huty, náchylnosť k dodatočnému rozpínaniu v betóne). Na dosiahnutie bieleho odtieňa betónu s neopracovaným povrchom vyhovuje kamenivo z lokality Čelková Lehota (dolomity), Rákoš (vápence) a Jelšava-Holubica (vápenec). Kamenivo z ostatných overovaných lokalít vzhľadom na jeho sfarbenie odporúčame použiť na výrobu farebných betónov (Jelšava — dolomit, šedý; Marmont — Stará Ľubovňa — vápenec, ružový; Breznička — serpentinit, zelený).

Kamenivo z overovaných lokalít možno použiť aj na výrobu betónov s opracovaným povrchom alebo na výrobu terazzového betónu s bielym alebo iným farebným podkladom.

Používanie farebného betónu priaznivo oživí našu doposiaľ veľmi fádnu výstavbu.

Geologický prieskum Žilina

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 175—182*

Fe montmorillonit z Brhloviec

MIROSLAV HARMAN*, IVAN HORVÁTH**

* Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
** Ústav anorganickej chémie Centra chemického výskumu SAV, Dúbravská cesta 9, 842 36 Bratislava

Doručené 3. 7. 1986

Железистый монтмориллонит в районе села Бргловце (Средняя Словакия)

Крупный массив эпикластических вулканических песчанников юго-западной части среднесловацких вулканитов, ето есть балянская формация, был подвержен сильным интенсивным вторичным изменениям. Методами РТГ, фазовым анализом, силикатово-химическим анализом, как и электронной микроскопией было установлено, что продуктом вторичных изменений является железистый монтмориллонит.

Fe-montmorillonite from Brhlovce (Central Slovakia)

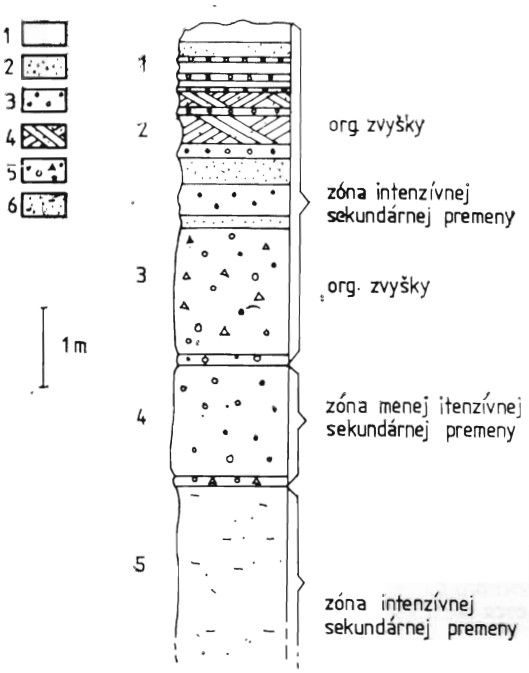
Extensive area of epiclastic volcanogenous sandstone in the SW part of Central Slovakian neovolcanic domain (Badan Formation) is affected by strong secondary alteration. Data of X-ray analysis, rock chemistry, DTA-DTG and TG and together with electron microscopy allowed to identify the alteration product as Fe montmorillonite.

Juhozápadnú časť stredoslovenských vulkanitov od Žemberoviec až po československé hranice v okolí Šiah tvoria pyroklastické produkty explozívneho a efuzívneho vulkanizmu. Podľa klasifikácie Konečného, Lexu a Planderovej (1983) ide o tzv. baďanskú formáciu, ležiacu v podloží sklovitých amfibolicko-pyroxenických andezitov priesilského efuzívneho komplexu. Baďanská formácia je mohutný masív epiklastických vulkanických pieskovcov sedimentovaných vo vodnom prostredí a obsahuje temer výlučne vulkanický materiál.

V bezprostrednom okolí Brhloviec sú horniny baďanskej formácie odkryté dvoma veľkými lomami v severozápadnom okolí obce a niekoľkými menšími odkryvmi v centre obce a v jej južnom okolí. V rokoch 1956 — 1960 tu podnik Ľahké stavebné hmoty, n. p., rezal tufy na tvárnice a neskôr i ťažil kusový materiál na výrobu tzv. tufobetónu. Pre nevhodné vlastnosti horniny (variabilné petrografické zloženie, úlomky a obliaky andezitov, rozpadavý charakter a silnú nasiakavosť) ťažbu zastavili.

Minerálne zloženie hornín

Karolusová (1958) zistila, že tufy baďanskej formácie z lokalít Brhlovce a Žemberovce majú vitroklastický a brekciovitý charakter s variabilnou zrnitos-



Obr. 1. Profil súvrstvím epiklastických vulkanických pieskovcov baďanskej formácie v odkryve SZ od Brhloviec. 1 — hliny (eluvium), 2 — epiklastické vulkanické pieskovce (redeponované), zrno do 3 mm, 3 — epiklastické vulkanické pieskovce (redeponované) s úlomkami pemzy a sklovitých pyroxenických andezitov, zrno do 3 cm, 4 — krížové zvrstvenie, 5 — epiklastické vulkanické pieskovce (redeponované) so zaoblenými zrnami a úlomkami pemzy a sklovitého pyroxenického andezitu do veľkosti až 10 cm, 6 — epiklastické vulkanické pieskovce redeponované), jemnozrnné (pemzový tuf) so zaoblenými zrnami a úlomkami pemzy do 1 cm

Fig. 1. Profile accross the epiclastic volcanogenous sandstone sequence of the Baďan Formation in outcrops near Brhlovce village. 1 — loam (eluvium), 2 — epiclastic redeposited volcanogenous sandstone with grain diameter up to 3 mm, 3 — epiclastic redeposited volcanogenous sandstone with grain diameter up to 3 cm and with pumice and vitrous pyroxene andesite fragments, 4 — cross bedding, 5 — epiclastic redeposited volcanogenous sandstone with pumice and vitrous pyroxene andesite fragments up to 10 cm size, 6 — epiclastic redeposited volcanogenous sandstone, fine-grained (pumice tuff) with pumice fragments up to 1 cm

tou a s petrochemickou príslušnosťou ku kremenitému dioritu.

Petrograficky sa jedná o žlté, šedé až šedozelené epiklastické vulkanické pieskovce, jemne až stredne zrnité. Úlomky vulkanického skla a pemzy sú tmelené jemnozrnnou popolovitou hmotou s reliktmi plagioklasov (oligoklas — andezín). Celá hornina je pórovitá a intenzívne postihnutá sekundárnou premenou. V menej rozložených polohách sa sporadicky nájdu chloritizované relikty rombických pyroxénov — enstatitu, najčastejšie však iba vo forme kryštalomorfóz.

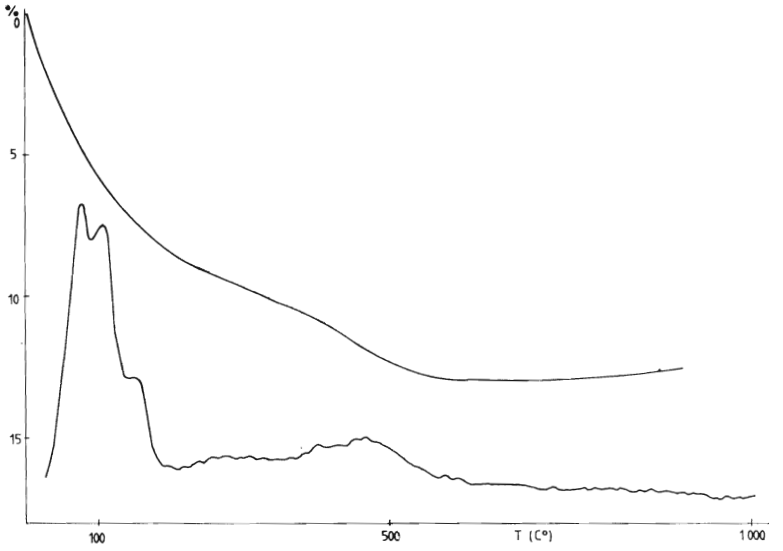
Úlomky a obliaky sklovitého amfibolicko-pyroxenického andezitu zodpovedajú horninám priesilského efuzívneho komplexu. Ostrohranné úlomky sú obyčajne malé (do 3 cm), väčšie (až do 15 cm) sú zaoblené. Sekundárne premeny týchto hornín sú variabilné, od celkom čerstvých až po silne premenené. Úlomky a obliaky pemzy sú silne argilitizované.

Profil z odkryvu severne od obce dokumentuje cyklické striedanie materiálu s rôznou zrnitosťou a rôznym stupňom sekundárnej premeny. Vo vrchnej časti profilu možno v jemnozrnnejších polohách pozorovať krížové zvrstvenie (obr. 1).

Stanovenie sekundárnych minerálov

Pre stanovenie mineralogickej príslušnosti sekundárnych minerálov sme použili vyseparovanú (dezintegráciou ultrazvukom — 2 min pri 24 kHz a dekantáciou suspenzie) ílovú frakciu. Použili sme ju pre termickú analýzu (DTG a TGA) a pre štúdium metódami elektrónovej mikroskopie. Pre RTG analýzu sme použili aj vzorky pôvodnej horniny.

Tepelný rozklad sme študovali pomocou termoanalyzátora Du Pont 990 na termováhach TGA 951 (navážka 15 mg, rýchlosť zahrievania 10 °C.min^{-1}, prietok N_2



Obr. 2. DTG a TG krivka Fe montmorillonitu z Brhloviec, SZ lom
Fig. 2. DTG and TG curve of Fe-montmorillonite from Brhlovce, northwestern quarry

1 $cm^3 . s^{-1}$). Krivky TG a DTG v teplotnom intervale 25 — 1000 °C sú na obr. 2.

Rtg fázovú analýzu sme urobili na difraktometri Philips pri použití $CuK\alpha$ a $FeK\alpha$ žiarenia, Ni, resp. Mn filtra za prúdových podmienok 40 kV, 2A mA z orientovaných a neorientovaných preparátov (obr. 3).

Pre štúdium morfologických vlastností sme použili elektrónový mikroskop Tesla BS 500 a metódu suspenzií.

V práci predkladáme dokumentáciu tých vzoriek, ktoré boli optimálne z hľadiska sledovanej problematiky.

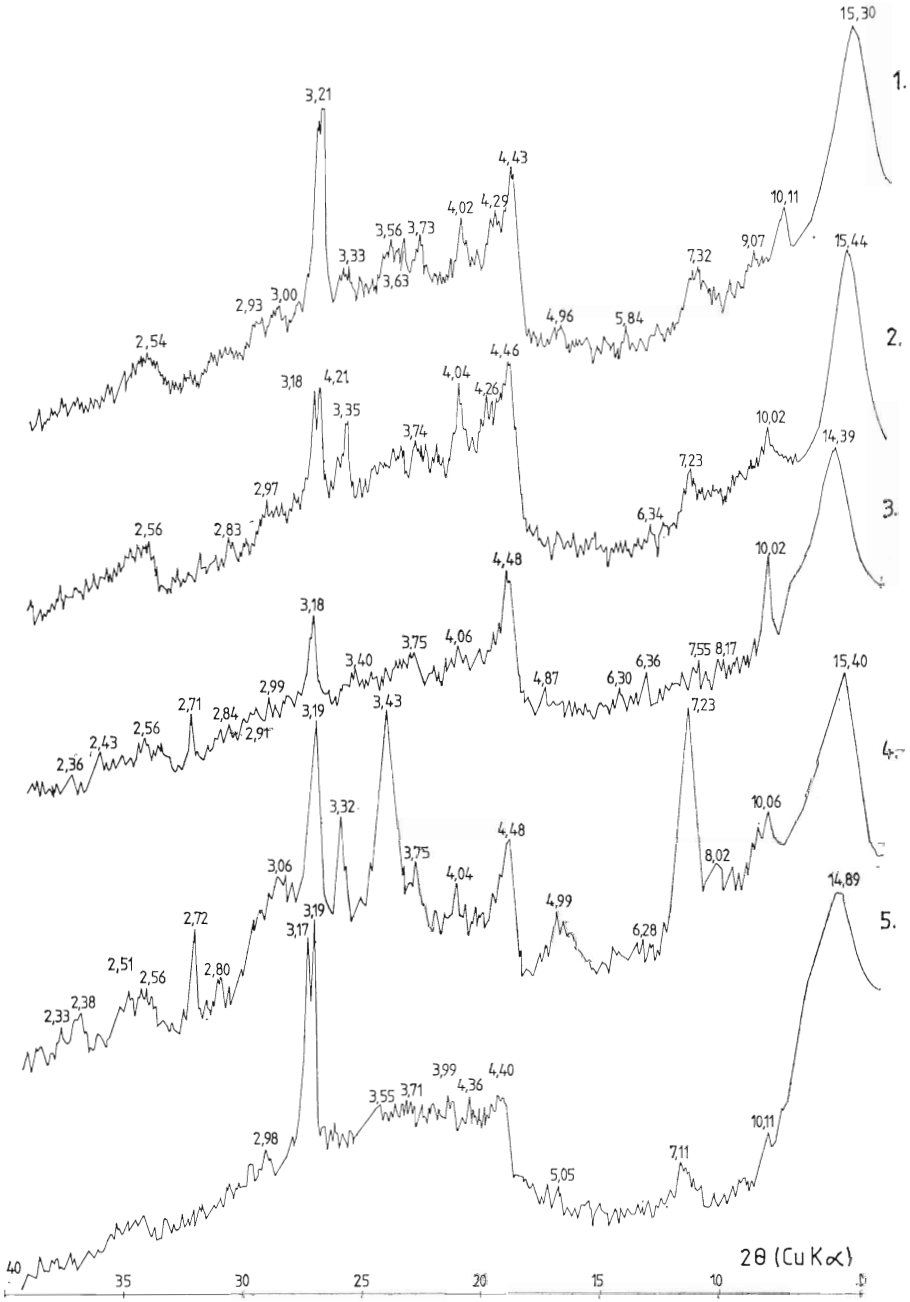
Výsledky rtg fázovej analýzy dokumentované na obr. 3 jednoznačne indikujú prítomnosť hydratovaného trojvrstvového minerálu zo skupiny smektitov. Svedčia o tom predovšetkým výrazné reflexy d (001) v oblasti 1,5 nm. V menej intenzívne premenených polohách možno nájsť tiež málo výrazné reflexy živcov a pyroxénu.

Chemické zloženie smektitu (analýza GP Turčianske Teplice) je (v hm. %): SiO_2 53,55, Al_2O_3 12,38, Fe_2O_3 17,67, CaO 3,30, MgO 1,01, TiO_2 1,47, MnO 0,067, N_2O 0,23, K_2O 0,55, s. ž. 9,72.

Pri zjednodušujúcom predpoklade, že v štruktúre minerálu je viazaný všetok Si, Al, Fe a Mg a v medzivrstvových priestoroch ako vymeniteľné katióny Ca, Na a K, sme Kelleyho metódou (1955) vypočítali kryštalochemický vzorec smektitu:

$$(Si_{7,59}Al_{0,41})\ (Al_{1,83}Fe_{2,04}Mg_{0,23})\ (Ca_{0,54}Na_{0,06}K_{0,11})(OH)_4O_{20}.$$

Z krivky DTG vyplýva (obr. 2), že tepelný rozklad študovaného smektitu prebieha v 5 stupňoch a celková strata hmotnosti v dôsledku dehydratácie a dehydroxylácie je 13 %. V teplotnom intervale 25 — 330 °C prebieha dehydratácia. Hmotnostný úbytok pri dehydratácii je 10,2 %, pričom v prvom stupni (do 100 °C) uniká fyzikálne sorbovaná voda na povrchu častíc a molekuly vody najslabšie viazané v medzivrství (cca 6,00 %). V teplotnom intervale 100 — 120 °C sa prejavil ďalší stupeň dehydratácie (strata hmotnosti asi 1,00 %), jedná sa o molekuly vody v medzivrství pevnejšie viazané vodíkovými



Obr. 3. Difraktogramy epiklastických vulkanických pieskovcov (pôvodná hornina). Číslovanie 1 — 5 zodpovedá vzorkám z profilu na obr. 1

Fig. 3. Diffractograms of epiclastic volcanogenous sandstone samples (original rock). The numbering 1 to 5 refers to samples of profile in Fig. 1

mostíkmi. Ďalšie dva dehydratačné stupne v teplotných intervaloch 120 — 180 °C a 180 — 320 °C charakterizujú únik molekúl vody viazaných na vymeniteľné katióny. Stupňovitý charakter v tejto oblasti dehydratácie je typický pre dvojmocné katióny Ca^{2+}, prípadne Mg^{2+}. Na dehydratačný proces priamo nadväzuje dehydroxylácia štruktúry minerálu (teplotný interval 320 — 560 °C). Pri dehydroxylácii skúmaného smektitu sa uvoľňuje asi 3,8 % hmotnosti. Z molekulovej váhy smektitu vypočítanej z uvádzaného kryštalochemického vzorca (808,5) je teoretická hodnota straty hmotnosti spôsobenej vznikom 2 molekúl H_2O (zo 4 OH skupín) 4,45 %, čo zodpovedá stanovenej hodnote 3,8 % prepočítanej na vysušený materiál (do 320 °C).

Nízka dehydroxylačná teplota v porovnaní s montmorillonitom je typická pre smektity obsahujúce značné množstvo atómov Fe v oktaédroch, ako sú napríklad nontronity. OH skupiny v Fe smektitoch sú pre veľkú polarizačnú schopnosť atómov Fe termicky menej stále ako OH skupiny v montmorillonitoch viazané prevažne na Al atómy. Nízke dehydroxylačné teploty sú preto charakteristické pre zvýšený podiel Fe atómov v oktaédrických vrstvách minerálu (analógia: kaolinit — cronstedtit — fireclay a pod.).

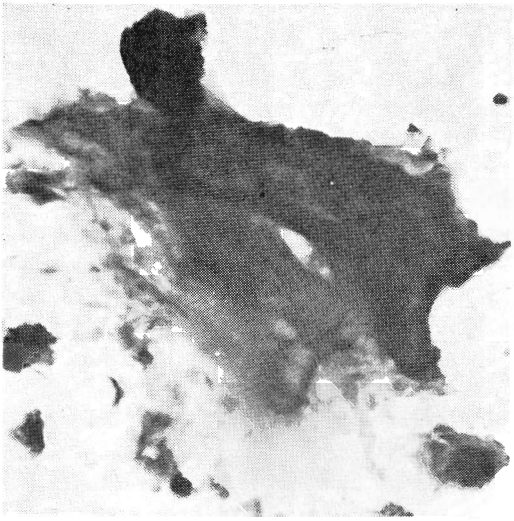
Pri štúdiu mineralogickej príslušnosti smektitu z Brhloviec elektrónovou mikroskopiou bola najefektívnejšia metóda suspenzií. Skúmaný minerál má formu tenkých nepravidelných lístkovitých kryštálov veľkosti 0,5 — 4 μm s typickými rozplývavými okrajmi. Táto morfológia je charakteristická pre montmorillonity a odzrkadľuje stupeň usporiadanosti štruktúry minerálu a vnikanie vody do medzivrstvových priestorov. Často možno sledovať typické zvinovanie okrajov častíc. Pomocou elektrónového mikroskopu možno okrem montmorillonitu nájsť i zvyšky nerozložených pôvodných minerálov (vulkanického skla, resp. živcov) a niekedy aj globulárne častice oxidov Fe. V niektorých prípadoch možno pozorovať postupný rozpad častice pôvodného minerálu (obr. 4, 5, 6, 7). Na obr. 8 a 9 možno pozorovať aj úlomky skeletov organizmov — pravdepodobne diatomaceí, čo je jedným z dôkazov sedimentácie pôvodného materiálu vo vodnom prostredí.

TAB. 1

Porovnanie kryštalochémie skúmaného minerálu s obdobnými smektitmi (Horváth, 1980)

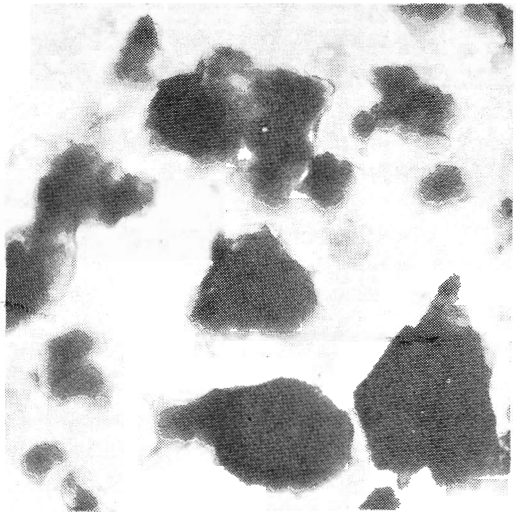
Comparison between the crystallochemistry of investigated mineral and similar smectites (Horváth, 1980)

	Nontronit Garfield (USA)	Nontronit Sampor (ČSSR)	Smektit Badín (ČSSR)	Smektit Brhlovce (ČSSR)
Tetraédrická vrstva				
Si	6,82	7,08	7,16	7,59
Al	1,02	0,55	0,84	0,41
Fe	0,16	0,37	—	—
Oktaédrická vrstva				
Fe	3,96	3,88	2,34	2,04
Al	—	—	1,47	1,83
Mg	0,07	0,17	0,21	0,23



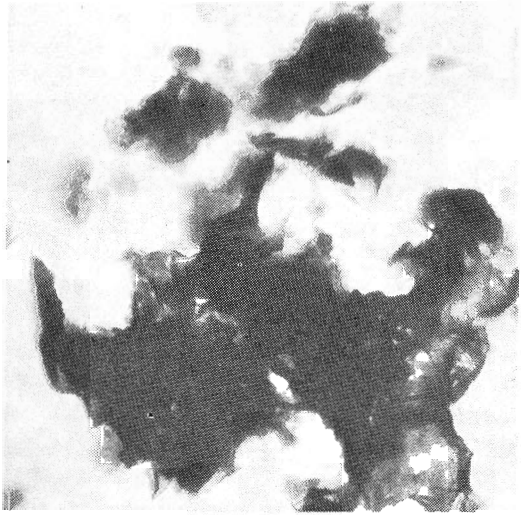
Obr. 4. Postupný rozpad častice vulkanického skla, zóna menej intenzívnej premeny. Suspenzia, zväčš. 5600x

Fig. 4. Gradual decomposition of the volcanic glass particle, zone of less intense alteration. Suspension, magn. x5,600



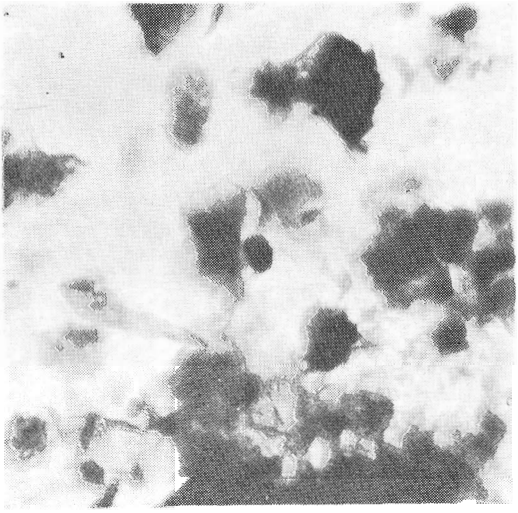
Obr. 5. Postupný rozpad častíc pôvodných minerálov, zóna menej intenzívnej premeny. Suspenzia, zväčš. 8400x

Fig. 5. Gradual decomposition of original mineral particles, zone of less intense alteration. Suspension, magn. x5,600



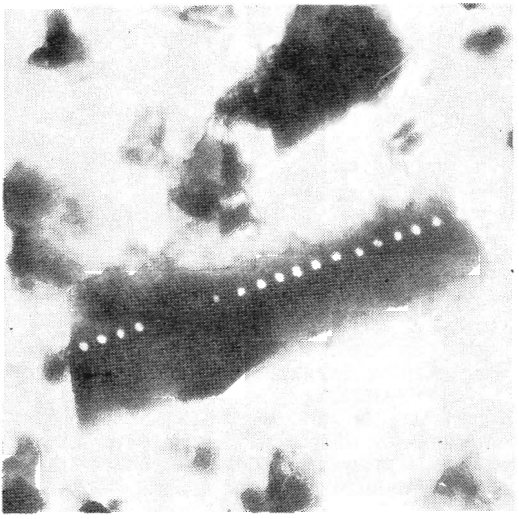
Obr. 6. Montmorillonit. Zóna intenzívnej premeny. Suspenzia, zväčš. 14 000x

Fig. 6. Montmorillonite, zone of strong alteration. Suspension, magn. x14,000



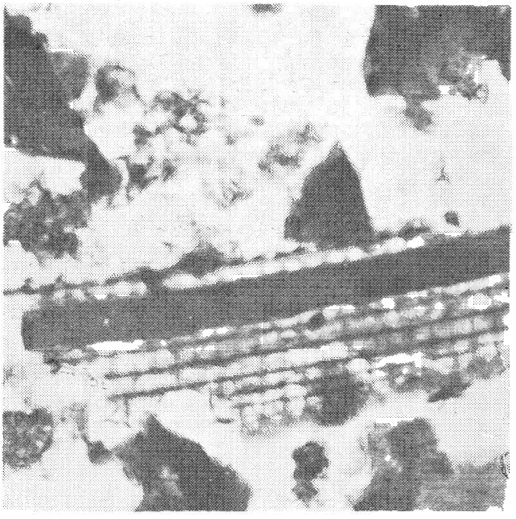
Obr. 7. Montmorillonit a oxidy Fe. Zóna intenzívnej premeny. Suspenzia, zväčš. 14 000x

Fig. 7. Montmorillonite and Fe oxides, zone of strong alteration. Suspension, magn. x14,000



Obr. 8. Montmorillonit a časti skeletov mikroorganizmov (diatomaceae?). Horná časť profilu obr. 1. Suspenzia, zväčš. 8400x

Fig. 8. Montmorillonite and parts of microorganism skeletons (Diatomaceae?), upper part of the profile (Fig. 1). Suspension, magn. x8,400



Obr. 9. Montmorillonit a časti skeletov mikroorganizmu (diatomaceae?). Horná časť profilu obr. 1. Suspenzia, zväčš. 5600x

Fig. 9. Montmorillonite and parts of microorganism skeletons (Diatomaceae?). Suspension, magn. x5,600

Diskusia a záver

Minerály zo skupiny dioktaédrických smektitov možno podľa Nemecza (1981) zadelit do dvoch základných skupín:

1. Minerály radu beidellit — montmorillonit, pričom krajné členy radu charakterizuje kryštalochemické zloženie:

$$(Si_{7,33}Al_{0,67})(Al_{4,0})(OH)_4O_{20}\ \ M^{+}{}_{0,67}$$

$$(Si_{8,0})(Al_{3,33}Mg_{0,67})(OH)_4O_{20}\ \ M^{+}{}_{0,67}$$

2. Minerály radu beidellit — nontronit, pričom teoretický kryštalochemický vzorec nontronitu je

$$(Si_{7,33}Al_{0,67})(Fe_{4,0})(OH)_4O_{20}\ M^{+}{}_{0,67}$$

(M^+ je jednomocný medzivrstvový kation).

Z kryštalochemických vzorcov krajných členov uvedených skupín trojvrstvových dioktaédrických ílových minerálov vyplýva, že sa navzájom odlišujú predovšetkým rozložením záporného náboja v štruktúre a zložením oktaédrickej vrstvy. Beidellitické smektity sú typické vysokým tetraédrickým nábojom z dôvodov substitúcie Si^{4+} v tetraédroch za Al^{3+}. Pri montmorillonitoch prevláda oktaédrický náboj a nontronity sú typické prítomnosťou Fe atómov v oktaédroch. V prírode sa iba zriedkavo stretávame s krajnými členmi uvedených skupín.

Chemické zloženie základnej štruktúrnej jednotky smektitu ovplyvňuje jeho fyzikálne a chemické vlastnosti z technologického i identifikačného hľadiska. Na základe kryštalochémie smektitov možno usudzovať o ich použití (Horváth, 1982). Z identifikačného hľadiska je rozlíšenie jednotlivých členov uvedených skupín obtažné a vyžaduje kombináciu rtg difrakčných metód, chemickú a termickú analýzu, prípadne IČ spektroskopiu. Roz-

hodujúci význam má často stanovenie morfológie kryštálov metódami elektrónovej mikroskopie.

Všetky dioktaédrické smektity dávajú pri rtg fázovej analýze výrazné d (001) reflexy v závislosti od relatívnej vlhkosti prostredia medzi 1,4 až 1,55 nm, ktoré po sýtení etylénglykolom, príp. glycerolom prechádzajú na 1,7 — 1,77 nm. Jednotlivé členy je možné rozlíšiť iba v kombinácii s inými metódami na základe týchto predpokladov:

1. stanovenie tetraédrického náboja a obsahu Fe v základnej štruktúrnej jednotke minerálu,

2. stanovenie morfologických charakteristík minerálu (identifikácia nontronitu a montmorillonitu),

3. termochemická charakteristika tepelného rozkladu minerálu najmä so zreteľom na termickú stabilitu a spôsob uvoľňovania OH skupín zo štruktúry minerálu (Horváth, 1980; 1983).

Nomenklatúrne zaradenie novoopísaného smektitu z Brhloviec, ktorý je produktom sekundárnych premien epiklastických vulkanických pieskovcov badenskej formácie, do skupiny beidellit — montmorillonit alebo beidellit — nontronit nie je jednoznačné. V porovnaní s beidellitom má smektit z Brhloviec nízky tetraédrický náboj. Pre nízky obsah atómov Fe v oktaédroch ho nemožno zaradiť k nontronitu. Morfologická charakteristika jednoznačne poukazuje na príslušnosť k montmorillonitu (nontronit má výrazne odlišné formy kryštálov). Z týchto dôvodov ho klasifikujeme ako Fe montmorillonit.

Podľa orientačných skúšok je priemerný obsah Fe montmorillonitu v rozloženej hornine asi 15 — 20 %. Výsledky práce potvrdzujú očakávaný predpoklad, že komplexy andezitových vulkanoklastík v JZ časti stredoslovenských vulkanitov sú regionálne postihnuté sekundárnymi premenami vedúcimi k vzniku smektitov so zvýšeným obsahom Fe.

Literatúra

Čičel, B. — Novák, J. — Horváth, I. 1981: Mineralógia a kryštalochémia ílov. *Bratislava, Veda, 266 s.*

Forgáč, J. — Čičel, B. 1956. Prekremenený nontronit vo výplni puklín v andezite a hniezd v pyroklastiku. *Geol. Práce, Zpr., 34, 153 — 162.*

Harman, M. 1968: Die Bedeutung der Elektronen-mikroskopie und zwar der Suspensionsmethode und des Abdruckverfahrens beim Studium von Tonen. *Geol. Zbor. Geol. Carpath., 19, 2, 361 — 388.*

Horváth, I. 1980: Enthalpy change in dehydroxylation of nontronite. *Rev. Chim. miner., 17, 517 — 523.*

Horváth, I. 1982: The possibility of predicting the properties of smectites. *In: Proc. of the 9th. Conf. on Clay mineralogy and petrology, Zvolen 1982. 53 — 57.*

Horváth, I. 1983: The structural and crystallochemical aspects in dehydroxylation of clays. *In: Proc. of the 5th. Meeting European Clay Groups, Prague 1983. 77 — 83.*

Karolusová, E. 1956: Petrografická a petrochemická povaha tufov z Dolných Brhloviec a Čajkova. *Geol. Práce, Zpr., 9, 43 — 51.*

Kelley, W. P. 1955: Interpretation of chemical analysis of clays. *Clays and clay technology, Calif. Div. Min. Bull., 169, 92 — 94.*

Konečný, V. — Lexa, J. 1982: Neogene volcanism of the central Slovakia. *In: Guide to excursion, Group 3, 4. Bratislava, GÚDŠ, 69.*

Konečný, V. — Lexa, J. — Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203 s.*

Kraus, I. — Polakovičová, J. 1967: Mineralogical relations and chemism of nontronite series from the Badín area, central Slovakia. *In: 4th. Conf. on Clay Mineralogy and Petrology, Prague, 81 — 90.*

Nemecz, E. 1981: Clay minerals. *Budapest, Akadémiai Kiadó, 547 s.*

Osthaus, B. B. 1956: Kinetic studies on montmorillonites and nontronites by acid dissolution technique. *In: Proc. 2nd. Nat. Conf. Clays and Clay Min. NAS, Publ., 327, 404 — 417.*

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 183—187*

Termoelektrické napätie pyritu a obsah zlata vo vulkanickom komplexe Vtáčnika

ONDREJ ĎURŽA

Katedra geochémie a mineralógie PF UK, Paulínyho 1, 811 02 Bratislava

Doručené 24. 4. 1986

Термоэлектрическое напряжение пирита и содержание золота в вулканическом комплексе Втачника (Средняя Словакия)

Результаты исследований термоэлектрического напряжения пиритов скважины МЕБ-1 потверждают и дополняют до сих пор полученные геохимические результаты о золоте в пирите этой скважины. Повышенное содержание золота определено в пиритах с положительным коэффициентом проводимости и Кр≧60 %. Участки скважины обогащённые свинцом и цинком имеют положительные величины термоэлектрического заряда пиритов участки подверженные гипергенным процессам, электроновым типом проводимости пиритов.

Thermoelectric power of pyrite and gold content in the volcanic complex of Vtáčnik Mts. (Central Slovakia)

Results of thermoelectric power measurements of pyrite on samples collected from the MEB-1 drilling confirmed the hitherto gained geochemical knowledge on gold content in pyrite. Higher content of gold occurs in pyrite with p-type of conductivity (productivity coefficient ≧ 60 %). Drilling profile intervals with higher content of lead and zinc display positive values of pyrite thermoelectric conductivity whereas intervals in the profile affected by hypergenous processes are marked by electron-type conductivity of pyrite.

Geochémiu pyritu vulkanického komplexu pohoria Vtáčnik študoval Forgáč — Jarkovský (1981) v profile štruktúrneho vrtu lokalizovaného pri obci Prochot (MEB-1). Vrt prenikol cez neogénny vulkanický komplex do hĺbky 1400 m a nezasiahol jeho podložie. Vertikálny profil vrtu tvoria prevažne produkty povrchovej vulkanickej činnosti, ktoré sú z vulkanoklastického materiálu a lávových telies pyroxenického andezitu. Z vulkanoklastického materiálu sú tu najmä vulkanické brekcie, ako aj tufy a tufity s výrazne triedeným materiálom poukazujúcim na ich ukladanie vo vodnom prostredí (Forgáč — Bilay, 1981). Pyrit sa vyskytuje v celom profile vrtu vo forme impregnácií, povlakov na puklinách a v tenkých žilkách. Distribúciu zlata v pyrite študoval Jarkovský et al. (1982).

TAB. 1

Hodnoty elektrických charakteristík pyritov a analýzy Au a As
Values of electric characterics, gold and arsenic content of pyrite

Číslo vzorky	Hĺbka (m)	α (μV/deg)	Vodivosť typu n (%)	K_p (%)	Au (ppm)	As (ppm)
1	522	—102,8	100	0	<0,02	<1000
2	708,5	— 67,2	89	0	0,10	<1000
3	722	—147,7	100	0		1170
4	745	+ 78,0	37	21	0,10	<1000
5	790	+310,4	0	96	0,46	4000
6	805	+141,9	26	42	0,22	1170
7	828	+206,9	0	37		1700
8	845	+279,7	0	63	0,15	5500
9	862	+139,6	14	29		<1000
10	882	+162,1	27	38		<1000
11	910	+ 80,7	42	21	0,13	<1000
12	943	+221,9	0	41	0,25	1359
13	1004	+259,3	0	60	0,20	3090
14	1017	+342,4	0	100		2750
15	1031	+216,1	0	50	0,17	2240
16	1050	+260,8	0	80		3300
17	1385	+131,0	9	25	0,42	1170
18	1397,5	+299,2	0	77		—

Hodnoty Au a As sú prevzaté z práce Jarkovský et al. (1983)

TAB. 2

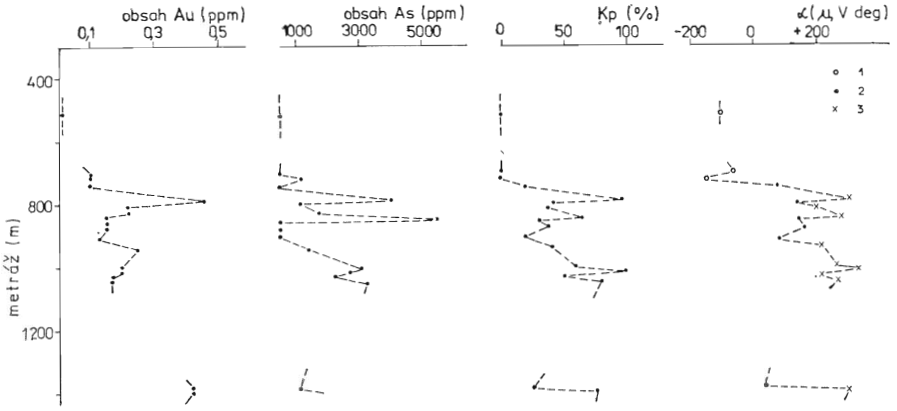
Priemerné hodnoty elektrických charakteristík pyritov a analýzy Au a As pre hĺbkové úseky
Average values of electric characteristics, contents of gold and arsenic in pyrite according to depth intervals

Hĺbka (m)	α (μV/deg)	Vodivosť typu n (%)	K_p (%)	Au (ppm)	As (ppm)
0 — 720	—105,9	96	0	0,02	<1000
745 — 1400	+208,7	10	52	0,23	1965

Aby boli poznatky o pyrite z vrtu MEB-1 komplexnejšie, študovali sme jeho termoelektrické vlastnosti. Prístroj a metodiku merania koeficienta termoelektrického napätia (α) opisuje Ďurža (1981) a Gajdoš — Ďurža (1981), problematikou merania koeficienta termoelektrického napätia pyritu sa zaoberá Ďurža — Chovan (1981).

Termoelektrické napätie pyritu z vrtu MEB-1 sme študovali len od hĺbky 520 m, pretože vzorky pyritu z intervalu 0 — 520 m neboli na meranie vhodné.

Termoelektrické napätie sa mení v širokom intervale od —150 do +350 μV/deg (tab. 1). Do hĺbky 720 m majú pyrity vodivosť typu *n* (obr. 1), od 750 m nižšie sa termoelektrické napätie značne mení (tab. 2). Pyrity majú vodivosť typu *p* —



Obr. 1. Zmena elektrických vlastností obsahu Au a As s hĺbkou v pyritoch z vrtu MEB-1. 1 — typ n, 2 — typ p-n, 3 — typ p

Fig. 1. Changes in electric properties, content of gold and arsenic in pyrite with the depth in MEB-1 drilling. 1 — n-type, 2 — p-n-type, 3 — p-type

n a *p*. Vodivosť typu *n* v pyritoch vo vrchných častiach vrtu (do 720 m) spôsobujú pravdepodobne hypergénne procesy. Intenzívne prejavy týchto procesov sledoval Čurlík — Forgáč (1982) do hĺbky 500 — 600 m, ale v puklinách a drvených zónach až do hĺbky cez 1000 m. Forgáč — Brlay (1981) uvádzajú vplyv hypergénnych premien do hĺbky 770 m.

Na obr. 1 vidíme zmenu vodivosti s pribúdajúcou hĺbkou. Do hĺbky 720 m má pyrit elektrónový typ vodivosti. So zväčšovaním hĺbky sa zvyšuje význam dierovej vodivosti, ktorá od hĺbky 950 m dominuje. Príčinou takéhoto rozdelenia typu vodivosti je zvýšený obsah arzénu v pyrite zo spodnej úrovne vrtu (Jarkovský et al., 1983; tab. 2).

Pozitívny vzťah arzénu a zlata je v geochémii známy. Zreteľné zvýšenie koncentrácie Au v pyrite vodivosti typu *p* má nepriamy charakter, spôsobuje ho väzba zlata a arzénu v pyrite. Vo vzorkách, kde zlato asociuje s pyritom vodivosti typu *p*, sa stanovilo, že dierový typ vodivosti spôsobujú hlavne prímesi arzénu (Suzuki, 1970; Popova, 1978). Naše údaje (obr. 1) získané pri spracovaní informácií z merania termoelektrického napätia tiež potvrdzujú túto zákonitosť. S rastom koncentrácie arzénu v pyritoch sa zvyšuje vodivosť typu *p* a kladná hodnota termoelektrického napätia.

Väzba zlata a arzénu a priradenosť zvýšených koncentrácií zlata k pyritom vodivosti typu *p* sa vysvetľuje tak (Popova, 1978), že arzén je prítomný fo forme As^{3-}, ktorý zamieňa S^{2-}, a je akceptórnou prímesou, t. j. určuje dierový typ vodivosti pyritu. Zvýšená koncentrácia arzénu v pyrite vedie k zvýšeniu obsahu zlata. Podľa údajov Gabinskej et al. (1978 in Mironov — Žmodik — Maksimova, 1981) sa zlato v pyritoch viaže na častice obohatené arzénom. To môže byť späté buď s izomorfnou zámenou arzénu alebo s preniknutím atómov zlata do mriežky arzénového pyritu (Korobuškin, 1970).

Keď sa na ložiskách neprejavuje výrazné arzénové (alebo arzenopyritové) štádium, narúša sa väzba zvýšených koncentrácií zlata v pyritoch s ich kladným znamienkom termoelektrického napätia a pyrity vodivosti typu *p* sa neprejavujú ma-

ximálnym obsahom zlata (Prochorov, 1971). Na zlato-sulfidických ložiskách však podľa rôznych autorov prevláda pyrit s dierovým typom vodivosti (85 %) nad pyritom s elektrónovým typom vodivosti (Popova, 1974).

Žerebcov et al. (1978) stanovili empirickú závislosť pre výpočítanie koeficienta produktívnosti (K_p) pre zlato-sulfidické zóny

$$K_p = \frac{n}{N} 100\ \%,$$

kde K_p — koeficient produktívnosti, ktorý určuje percento meraní termoelektrického napätia charakterizujúce pyrit zlatoproduktívnej asociácie; n — počet meraní termoelektrického napätia s hodnotou $\alpha \geqq 220\ \mu V/deg$; N — počet meraní termoelektrického napätia pre vzorku.

Podľa ich záverov anomálne zmeny elektrofyzikálnych vlastností pyritov s $K_p \geqq 60$ % zodpovedajú zlato-sulfidickým zónam.

Výsledky meraní (tab. 1) poukazujú, že zvýšené hodnoty K_p sú v hĺbke okolo 790 m, 1017 m a 1397,5 m. Koncentrácia zlata je zvýšená v hĺbke 790 m a 1385 — 1397,5 m, čo zodpovedá prvému a tretiemu maximu K_p. Maximá K_p spôsobuje pravdepodobne zvýšený obsah As. Vzorky z hĺbok 1385 a 1397,5 m sa pre nedostatok materiálu analyzovali spoločne. Z hodnôt K_p a termoelektrického napätia pre tieto vzorky však vyplýva, že obsah zlata je zvýšený vo vzorke z hĺbky 1397,5 m.

Na základe zmeny hodnôt termoelektrického napätia pyritov môžeme vydeliť aj obohatené úseky. Pre obohatené časti Pb-Zn ložísk je charakteristický pyrit dierovej vodivosti. Časti rudných telies s vysokým obsahom pyritu elektrónovej vodivosti charakterizuje neveľký obsah Pb a Zn (Krasnikov et al., 1975; Sejfullin, 1978).

Forgáč — Brlay (1981) určili vo vulkanickom komplexe vrtu MEB-1 do hĺbky 1150 m takúto zonálnosť primárnych aureol: Ag, Zn; Pb, Zn, Ba, Zr; Pb, Zn, Cu. Vrt neprenikol cez celý rozsah primárnych aureol, ale sa skončil vo výraznej primárnej aureole Pb, Zn, Cu. Najvrchnejšiu primárnu aureolu (z hĺbky 250 — 270 m) sme nezachytili, pretože sme študovali vzorky až od hĺbky 520 m. Posledné dve aureoly (940 — 1150 m a od 1350 m nižšie) sa však prejavili kladnými hodnotami termoelektrického napätia (obr. 1). Interval 1050 až 1380 m, v ktorom neboli vhodné vzorky na meranie termoelektrického napätia, zostal z toho hľadiska nepreskúmaný.

Záver

Štúdium termoelektrického napätia pyritov potvrdzuje a dopĺňa doteraz získané geochemické výsledky o obsahu zlata v pyrite z hydrotermálne alterovaných hornín pohoria Vtáčnik a poukazuje na to, že aj v tomto prípade pyrit akumuluje zlato (aj keď v nízkych obsahoch), ktorého obsah s hĺbkou mierne stúpa.

Zvýšený obsah zlata majú pyrity vodivosti typu *p*. Táto závislosť má nepriamy charakter, spôsobuje ju väzba Au a As v pyrite.

Primárne aureoly Pb, Zn sa prejavujú kladnými hodnotami termoelektrického napätia pyritov.

Hypergénne procesy spôsobili v pyrite vodivosť typu *n*.

Literatúra

Čurlík, J. — Forgáč, J. 1983: Prejavy sírnokysého zvetrávania a jeho hĺbkové zmeny vo vulkanických horninách pohoria Vtáčnik. *Geol. Práce, Spr., 79, 197 — 217.*

Ďurža, O. 1981: Elektrické vlastnosti minerálov v závislosti na ich chemizme. *Manuskript — Geofond Bratislava, 111 s.*

Ďurža, O. — Chovan, M. 1981: *Termo*elektrické napätie pyritu z ložiska Dúbrava. *Miner. slov., 13, 185 — 190.*

Forgáč, J. — Brlay, A. 1981: Geochémia premenených hornín vulkanického komplexu Vtáčnik. *Miner. slov., 13, 4, 337 — 349.*
Forgáč, J. — Jarkovský, J. 1981: Geochemical characterization of pyrite from the Neogen volcanic complex of the Vtáčnik Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 2, 231 — 245.*
Gajdoš, V. — Ďurža, O. 1981: Merný elektrický odpor, koeficient usmernenia a diferenciálne termoelektrické napätie niektorých rudných minerálov. *Miner. slov., 13, 3, 263 — 268.*
Jarkovský, J. — Forgáč, J. — Streško, V. — Harman, M. 1982: Gold in pyrites from the volcanic complex of the Vtáčnik Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 3, 331 — 342.*
Jarkovský, J. — Ďurža, O. — Forgáč, J. 1983: Zlato v pyritoch z vulkanického komplexu pohoria Vtáčnik. *In: Jarkovský, J. et al.: Distribúcia mikroelementov v mineráloch rudných ložísk vo vybraných oblastiach Západných Karpát. [Etapová správa úlohy II-4-6/2 za roky 1981—1983.] Manuskript — Katedra geochémie a mineralógie PF UK Bratislava, 58 — 75.*
Korobuškin, I. M. 1970: O forme nachoždenija „tonkodisperznogo" zolota v pirite i arsenopirite. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 192, 5, 1121 — 1122.*
Krasnikov, V. I. — Sejfullin, R. S. — Sumatochin, V. A. 1975: Nekotoryje voprosy metodiki izučenija termoelektričeskich svojstv rudnych mineralov i interpretaciji rezuľtatov izmerenij. *Sov. geol. (Moskva), 8, 107 — 116.*
Mironov, A. G. — Žmodik, S. M. — Maksimova, E. A. 1981: Eksperimentaľnoje issledovanije sorbciji zolota piritami rozličnych termoelektričeskich svojstv. *Geochimija, 4, 553 — 561.*
Popova, E. V. 1974: O termoelektričeskich svojstvach rudnych mineralov. *Vest. Leningr. Univ., Ser. Geol. Geogr., 6, 60 — 68.*
Popova, E. V. 1978: Opyt izučenija termoelektričeskich svojstv pirita na zoloto-serebrjanom mestoroždeniji Severo-Vostoka SSSR. *Vest. Leningr. Univ. Ser. Geol. Geogr., 6, 84 — 88.*
Prochorov, V. G. 1971: Elektrochimičeskije i termoelektričeskije svojstva pirita kak kriterij uslovij mineraloobrazovanija. *In: Mineralogija i mineralokristallografija. Sverdlovsk, 113 — 118.*
Sejfullin, R. S. 1978: Vozmožnosti i perspektivy rozvitija termoelektričeskogo metoda izučenija rudnych mineralov. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2 (Leningrad), 107, 5, 519 — 528.*
Suzuki, T. 1970: Svjaz meždu nekotorymi svojstvami piritov i ich obrazovanijem. *In: Ontogenetičeskije metody izučenija mineralov. Moskva, Nauka, 64 — 89.*
Žerebcov, Ju. D. et al. 1978: O vozmožnosti ocenki zon sulfidnoj mineralizaciji na zoloto po elektrofizičeskim svojstvam piritov. *Izv. Akad. Nauk Kaz. SSR, Ser.. geol., 3, 44 — 50.*

RECENZIA

E. V. Pinneker et al.: **Základy hydrogeológie.** Novosibirsk, Nauka, 1980—1984.

Súborné dielo Základy hydrogeológie je šesťzväzkové, doteraz najrozsiahlejšie dielo z odboru hydrogeológie. Vedúcim redakčného kolektívu bol prof. E. V. Pinneker.

Vzhľadom na rozsah súčasných poznatkov o podzemnej vode sa autorský kolektív rozhodol spracovať niektoré problémy hydrogeológie, pričom rozhodujúcim bol prínos pre rozvoj hydrogeológie ako vedného odboru a využitie týchto poznatkov najmä v ZSSR pre hospodársku prax. Súborné dielo o podzemnej vode, ktoré má jednotnú edíciu, pozostáva z nasledujúcich dielov: I. Všeobecná hydrogeológia, II. Hydrogeodynamika, III. Hydrogeochémia, IV. Geologická činnosť a história vody vo vnútri Zeme, V. Metódy hydrogeologického výskumu, VI. Využívanie a ochrana podzemných vôd.

V jednotlivých zväzkoch autori naznačujú tiež tendencie ďalšieho rozvoja hydrogeológie. Prednosťou je skutočnosť, že autori venovali rovnakú pozornosť metodologickým otázkam výskumu podzemnej vody, teoretickému rozpracovaniu problémov, ako aj faktologickej stránke.

Monografia má charakter národného diela, vychádza zo skúseností a bohatej tradície sovietskej hydrogeológie v oblasti teoretickej, metodickej i praktickej, v primeranej miere sa použili i výsledky dosiahnuté v zahraničí.

Veľkú pozornosť venujú autori vzťahu človeka a spoločnosti k podzemnej vode, jej ochrane a využívaniu v rôznom geologickom prostredí v rozličných častiach ZSSR.

Súborné dielo Základy hydrogeológie, ktoré je napísané na vysokej odbornej úrovni, je určené v prvom rade pre odborníkov z vodohospodárskej praxe. Praktické členenie na šesť zväzkov umožňuje využiť jednotlivé časti na výučbu jednotlivých odborných disciplín na vysokých školách. Dielo vzbudilo veľký ohlas zahraničných účastníkov na 27. medzinárodnom geologickom kongrese v Moskve v r. 1984.

Ladislav Melioris

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár Geochemicko-mineralogický výskum sulfidickej mineralizácie ložiska Slovinky

Seminár sa konal v dňoch 14.—16. 10. 1986 v chate Čierny bocian za účasti odborníkov vysokých škôl, SAV, Geologického prieskumu, Železorudných baní a i. Prediskutovali sa výsledky úvodnej etapy výskumu na ložisku vykonávaného v rámci hospodárskej zmluvy medzi Železorudnými baňami Spišská Nová Ves a Katedrou geochémie PFUK Bratislava.

Na seminári odznelo takmer 20 prednášok. Účastníci sa informovali o geologickej stavbe ložiska a jeho okolia, mineralogickej, petrografickej a geochemickej charakteristike rúd a okolitých hornín, technológii úpravy a spracovania rúd, ako aj o ekonomike využitia ťažených rúd a perspektíve komplexnej exploatácie ložiskových surovín včítane odpadov spracovania rúd ťažených v minulosti.

Prinášame stručný výťah z niektorých referátov:

B. Antal: **Výsledky a problémy mineralogicko-paragenetického výskumu slovinsko-gelnického rudného poľa**

Mineralogickým výskumom Gelnickej žily sme zostavili sukcesnú schému s vyčlenením dvoch hlavných mineralizačných etáp: staršej (temer monominerálnej), sideritovej a mladšej, kremeňovo-sulfidickej, ktorá obsahuje pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit a sulfosoli s niekoľkými generáciami mladšieho siderítu. Tvar staršej, siderivej žily (klinovitý) sa počas vzniku kremeňovo-sulfidickej výplne zmenil na mierne šošovkovitý, s väčším hĺbkovým dosahom.

V. Čížko: **Zákonitosti medzi komponentmi slovinskej rudy a možnosť ich využitia pre vývoj a racionalizáciu technológie úpravy**

Od r. 1973 pravidelne skúmame zákonitosti medzi komponentmi slovinskej rudy a produktom jej úpravy. Spočiatku sme používali klasické regresné metódy pracujúce s pevným funkčným vzťahom a od r. 1976 metódu mnohonásobnej krokovej regresnej a korelačnej analýzy, ktorá rieši aj otázku funkčného tvaru regresného modelu a dokáže vyťažiť zo súboru pozorovaní prakticky maximum v prospech hľadanej závislosti.

Kvantifikovali sme zákonitosti medzi arzénom a meďou vo vsádzke a v meďnatom koncentráte, vzájomné väzby medzi zlatom, striebrom, arzénom a meďou v meďnatom koncentráte a vypočítali sme štatistický model upraviteľnosti slovinskej meďnatej rudy, ktorý je vhodným podkladom pre racionalizáciu až optimalizáciu technológie. Takto bolo možné zhodnotiť súčasnú technológiu flotácie a navrhnúť teoreticky nádejné opatrenia, najmä zmenu reagenčného režimu selektívnej flotácie, ktorá priaznivo ovplyvňuje výťažnosť zlata, medi, prípadne aj striebra do meďnatého koncentrátu.

J. Babčan: **Vznik zlatiniek na ložisku Slovinky**

Naša hypotéza mechanizmu vzniku zlatiniek predpokladá, že predovšetkým sulfidy, ale i niektoré oxidy sú veľmi výraznými koncentrátormi zlata. Experimentálne sa zistilo, že sa na ich povrchu zachytáva zlato (po predchádzajúcej redukcii) z rôznych komplexov prítomných v cirkulujúcich roztokoch, a to i vo veľmi nízkych koncentráciách.

Vylúčené zlato vytvára na povrchu minerálov nepravidelné akumulácie. V dôsledku difúznych a kryštalizačných vlastností sa zlato koncentruje do menšieho priestoru, vytvára najprv kryštalizačné centrá, okolo ktorých potom rastú zlatinky.

M. Khun: **Geochemický výskum čiernych bridlíc slovinsko-gelnického rudného poľa**

Predbežné výsledky výskumu poukazujú na terigénny pôvod organickej hmoty študovaných hornín. V binárnom A-S-C diagrame sa prevažná väčšina vzoriek nachádza v poli terigénno-uhlíkatej formácie. Zistil sa zvýšený obsah Pb, Zn, As, Sb, ako aj Au oproti iným typom bridlíc. Z hľadiska uránonosnosti by mohli byť perspektívne čierne bridlice z Hrubej žily. Na základe pomeru Th/U bude možno geochemicky rozlíšiť čierne bridlice pri Slovinkách od čiernych bridlíc pri Gelnici.

L. Turanová — J. Turan: **Mineralogický výskum siderítu z ložiska Slovinky**

Siderit sa vyznačuje veľmi variabilným zložením, predovšetkým vysokým stupňom diadochickej zámeny Fe horčíkom. Nepotvrdila sa jeho vertikálna zonálnosť v ložisku ani nepozorovať zvýšenie Mg v siderite vyskytujúcom sa v blízkosti bázických hornín. Stupeň izomorfie siderítu závisí od spôsobu vystupovania a od typu okolitých hornín.

Pokračovanie na str. 191

Mineralia slov.
19 *(1987), 2, 189—190*

KRONIKA

Ing. Ján Bartalský, CSc., šesťdesiatročný

Koncom mája 1987 sa v plnej pracovnej aktivite dožil šesťdesiatich rokov riaditeľ Geologického prieskumu Ing. Ján Bartalský, CSc. Pracovníci celého podniku, ako aj slovenská geologická verejnosť si pri tejto príležitosti popomínajú a oceňujú zásluhy jubilanta o rozvoj podniku, a to najmä pri zabezpečovaní nerastných surovín, a o rozmach slovenskej geológie.

Ing. Ján Bartalský, CSc., sa narodil 29. mája 1927 v Záhorskej Vsi, okres Bratislava-vidiek. Po skončení stredoškolských štúdií v Bratislave začal v roku 1946 študovať odbor baníctvo na Vysokej škole technickej v Bratislave a v roku 1948 prešiel na Vysokú školu banskú v Ostrave. Štúdium absolvoval v roku 1950 a v roku 1951 vykonal druhú štátnu skúšku.

O vysokej odbornej pripravenosti a progresívnosti svedčí aj jeho funkčný rast. V rokoch 1951—1959 prešiel funkciou geológa, odborného geológa, závodného geológa až hlavného geológa a hlavného inžiniera podniku. Po reorganizácii bol 1 júla 1958 preložený na novovutvorený Geologický prieskum do Turčianskych Teplíc, kde pracoval ako geologický námestník podniku. Na začiatku roku 1959 sa na vlastnú žiadosť vrátil do Spišskej Novej Vsi a vo funkcii odborného geológa sa venoval problematike žilných meďnatých ložísk východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a prieskumu nerudných surovín. 1 januára 1961 bol opäť preložený na podnikové riaditeľstvo do Turčianskych Teplíc do funkcie geologického námestníka. Túto funkciu vykonával aj po preložení podniku do Žiliny. 1 júna 1965 ho poverili organizovaním a vedením podniku v Spišskej Novej Vsi. Funkciu podnikového riaditeľa vykonáva doteraz. Počas svojho pôsobenia v tejto funkcii vybudoval v úzkej spolupráci so Slovenským geologickým úradom silnú geologickú organizáciu so širokým kádrom geológov rozličných špecializácií, ktorí sú schopní okrem technicko-prieskumných otázok riešiť aj odborné a teoretické problémy Západných Karpát, zúčastňujú sa na plnení domácich i medzinárodných geologických programov a aktívne prispievajú k rozvoju československej geológie.

Vo funkcii podnikového riaditeľa preukázal veľké odborné a organizačné znalosti a schopnosti, čo potvrdzujú i sústavne dosahované veľmi dobré výsledky podniku vo všetkých ukazovateľoch plnenia štátneho plánu.

Podnik pod vedením Ing. J. Bartalského, CSc., zabezpečil pre rastúce potreby rozvíjajúceho sa priemyslu na Slovensku nerastné suroviny, najmä stavebný kameň a hnedé uhlie, má dobré meno v zahraničí, kde rôznymi spôsobmi pomáhajú naši pracovníci rozvojovým krajinám organizovať geologickú a technickú pomoc, získal viacero vyznamenaní a uznaní, či už štátnych alebo rezortných, a ocenení od straníckych a odborových orgánov: Za vynikajúcu prácu, Za pracovnú vernosť, Červenú zástavu, titul Podnik 50. výročia vzniku KSČ, Podnik socialistickej práce, ako aj ďalšie čestné uznania za predčasné splnenie úloh päťročníc.

Zásluhou Ing. Bartalského zaviedli v podniku programové ciele ako súčasť moderného riadenia.

Odborný profil Ing. J. Bartalského je spätý s rudnou problematikou Spišsko-gemerského rudohoria. Okrem prvých rokov po skončení

štúdia, keď pracoval v oblasti Banskej Štiavnice, sa venoval najviac oblasti Rudnian, z hľadiska zabezpečovania surovín takej významnej v povojnovom období. Jeho práce z tejto oblasti sú dodnes cenným geologickým zdrojom informácií o ložiskách a geologickej stavbe rudnianskeho rudného poľa, a to nielen o žilných typoch ložísk, ale aj o hematitových rudách a o nerudných surovinách. Z tejto oblasti spracoval nové geologické, tektonické a ložiskové mapy a pre prognóznu mapu ložísk použil najnovšiu sovietsku metodiku. Ing. Ján Bartalský tu urobil aj prvé moderné výpočty zásoby rúd a inventarizáciu ložísk severnej časti SGR. V rokoch 1956—1958 prehodnotil ložiská severného pruhu Spišsko-gemerského rudohoria, čo bolo základom pre ďalší program geologickoprieskumných prác. Široký geologicko-ložiskový rozhľad a znalosť ložiskovej problematiky celých Západných Karpát mu umožnili stať sa jedným z priekopníkov nových prieskumných metód. V tomto období sa robili prvé koncepcie prieskumu rudných rajónov, pri spracovávaní ktorých jubilant patril medzi vedúce osobnosti. Aj jeho pričinením sa začal používať geochemický a geofyzikálny prieskum, nadväznosť prieskumných prác na geologický, tektonický a mineralogický výskum, ako aj drobnotektonická analýza. Banské práce sa nahrádzali povrchovými a podzemnými vrtnými prácami. V takom duchu sa vykonával rozsiahly prieskum oblasti Rudnian, ktorý riadil ešte Ing. J. Bartalský. Výsledkom prieskumu bolo zabezpečenie takého množstva zásob, ktoré umožnilo postupne zvyšovať ťažbu a vybudovať moderný ťažiarsko-úpravnícky závod. V tomto trende potom pokračovali jeho nasledovníci.

Okrem rudnianskej oblasti pracoval Ing. Ján Bartalský, CSc., aj v oblasti Mlynkov (1953) a Nálepkova (1952—1954). V rokoch 1958—1960 sa venoval prieskumu tehliarskych surovín (Sabinov, Spišské Vlachy, Močarany, Smižany), štrkopiesku (Prešov-Delňa), sadrovca (Mlynky — Biele Vody) a expandovaných bridlíc (Kanaš).

Po stagnácii geologického bádania v Spišsko-gemerskom rudohorí koncom šesťdesiatych rokov bolo nevyhnutné nájsť smer a formu obnovy a aktivizácie geologického výskumu a prieskumu v tejto oblasti. Za aktívnej účasti Ing. J. Bartalského, CSc., bol navrhnutý spôsob na komplexné hodnotenie geologicko-ložiskovej problematiky Spišsko-gemerskeho rudohoria, ktorý vyústil do zostavenia prognóznych máp a odporúčaní na ďalší postup výskumu a prieskumu. Jubilant stál na čele takmer 120-členného kolektívu geológov, ktorí štúdiu zostavovali, a sám je autorom niektorých jej kapitol. Osobitne treba spomenúť jeho hlavný podiel na zostavovaní prognóznych máp a spracúvaní hlavných smerov výskumu a prieskumu Spišsko-gemerského rudohoria, pri ktorých sa predstavil ako veľmi dobrý znalec ložiskovej problematiky. Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria sa právom pokladá za ojedinelé a vynikajúce dielo našej geológie.

Široká paleta záujmu, množstvo riešených úloh, dosiahnuté odborné výsledky a ich intepretácia boli podnetom na založenie časopisu Mineralia slovaca, pri zrode ktorého stál a dodnes je jeho vedúcim redaktorom.

V ostatných rokoch venuje Ing. J. Bartalský mnoho úsilia organizácii geologickej služby, ale pokračuje aj v príprave monografie Nerastné suroviny Spišsko-gemerského rudohoria.

Napriek veľkému zaťaženiu si neustále dopĺňa a rozširuje získané vedomosti a nadobúda nové skúsenosti pre čo najekonomickejšie a najúčelnejšie zabezpečovanie stanovených úloh.

Je členom rôznych odborných komisií a poradenských zborov, dlhší čas pôsobí ako člen štátnej skúšobnej komisie na VŠT v Košiciach. Aktívny je aj vo verejnopolitickej sfére. Už tretie volebné obdobie je poslancom MsNV v Spišskej Novej Vsi. Od roku 1984 je predsedom rady riaditeľov pri MsNV v Spišskej Novej Vsi.

Aktívna a svedomitá práca Ing. Bartalského bola ocenená udelením viacerých štátnych, baníckych, rezortných a iných vyznamenaní, napr.: Za zásluhy o výstavbu (1969), Za pracovnú vernosť (1966), Rad červenej hviezdy práce (1977) a Rad červenej zástavy práce (1982).

Za tvorivú, iniciatívnu, svedomitú a zodpovednú geologickú i organizátorskú prácu, za vedeckú geologickú činnosť a za politickú a spoločenskú angažovanosť mu pri jeho životnom jubileu prepožičal prezident ČSSR štátne vyznamenanie Rad práce.

Slovenská geologická verejnosť oceňuje prácu Ing. Jána Bartalského, CSc., pri rozvoji slovenskej a československej geológie a s úctou k vykonanej práci mu pri príležitosti jeho šesťdesiatych narodenín želá pevné zdravie, osobnú spokojnosť, rodinnú pohodu a ďalšie tvorivé úspechy.

Ján Kuráň

Pokračovanie zo str. 188

O. Ďurža: **Niektoré fyzikálne vlastnosti pyritu a chalkopyritu z ložiska Slovinky**

S cieľom zistiť zóny so zvýšeným obsahom zlata a vplyv zmeny obsahu zlata na fyzikálne vlastnosti sme sledovali termoelektrické napätie a mikrotvrdosť pyritov a chalkopyritov, ako aj odrazivosť pyritov.

Zistili sme: 1. dva úseky s možným výskytom zlata na Gelnickej žile (VII. obzor na V od centrálneho tektonického pásma a XIX. obzor na Z od neho), potvrdené aj chemickými analýzami; 2. závislosť mikrotvrdosti pyritu na obsahu Au s koeficientom korelácie —0,89, ako aj chalkopyritu s koeficientom korelácie —0,91; 3. závislosť odrazivosti pyritu na obsahu Au s koeficientom korelácie +0,88; 4. na základe štúdia rozdelenia hodnôt koeficientov termoelektrického napätia jednotlivých vzoriek možno vydeliť päť typov pyritu, ktoré kvantitatívne potvrdzujú sukcesnú schému Antala (1986).

Z uvedeného vyplýva, že meranie fyzikálnych vlastností pyritov i chalkopyritov môže značne zjednodušiť, urýchliť a zlacniť vydelenie zón s pravdepodobne zvýšeným obsahom zlata.

J. Jarkovský: **Priestorová distribúcia Au a Ag v sulfidoch ložiska Slovinky**

V rokoch 1983—1985 sme spolupracovali so Železorudnými baňami, n. p., závod Slovinky pri riešení úlohy priestorovej distribúcie Au a Ag v Gelnickej a Hrubej žile. Študovali sme najmä chalkopyrit, ako hlavnú úžitkovú zložku ložiska, ďalej pyrit, tetraedrit a arzenopyrit. Z výsledkov vyplýva, že Au-Ag mineralizácia je rozšírená najmä vo vrchných častiach oboch žíl, predovšetkým na Gelnickej žile, a to najmä na miestach výskytu pyritu a tetraedritu.

Tetraedrit sa vyskytuje v značnej časti v jemných, zväčša neseparovateľných inklúziách v chalkopyrite. Týka sa to aj tetraedritu a pyritu, ktoré sú na ložisku hlavnými nositeľmi zlata. Okrem Au a Ag sme sledovali aj As, Sb, Co, Ni.

L. Rozložník — T. Sasvári. **Vzťah metalogenézy a štruktúrneho vývoja slovinsko-gelnického rudného poľa**

Rôznosmerné, vzájomne sa križujúce rudné žily s početnými vetveniami v hrubých črtách kopírujú veľmi zložitú predrudnú stavbu, danú štvorosovým vrásovým systémom a viacsystémovou klivážou. Najdôležitejšie žilné systémy — slovinský a žakarovský — tvoria k juhu sklonené krídla synformnej štruktúry Gelnickej doliny (JVV od Sloviniek) v jadre s klinom dobšinskej skupiny, ktorú tu autori vymedzili po prvý raz. Gelnická a Krížová žila sa javia „predvojom" zlomov margecianskej zóny, pričom svoju mineralizáciu nadobudli v dôsledku dosahu zlomov smeru V—Z. Okrem všeobecne platnej zonálnosti (sideritovo-barytová asociácia s vyšším a kremeňovo-sulfidická asociácia s nižším postavením) mala na dnešnú distribúciu vplyv aj intramineralizačná tektonika, mladší výzdvih a hlbšie erozívne narezanie gelnicko-slovinskej časti oproti žakarovskej. Podľa analógie s ostatnými rudnými poľami rudnianskej zóny sa perspektívnou ukazuje synformná štruktúra Gelnickej doliny.

Odporúčania zo seminára Geochemicko-mineralogický výskum sulfidickej mineralizácie ložiska Slovinky

Účastníci seminára pozitívne hodnotili doterajšie dosiahnuté výsledky. Ocenili prínos vzájomnej informovanosti o dosiahnutých výsledkoch i o ďalších zámeroch prác. Do budúcnosti odporúčajú najmä:

1. Doriešiť parageneticko-sukcesívne pomery na ložisku vo vzťahu k Au-Ag a ďalším sprievodným prvkom v jednotlivých sulfidoch a k ostatným minerálom žilnej výplne, ako aj geochemicky charakterizovať základné typy okolitých hornín vrátane čiernych bridlíc.

2. V rámci osobitnej dohody, ktorá bude uzavretá medzi Železorudnými baňami, n. p., Spišská Nová Ves a Geologickým ústavom SAV, resp. Univerzitou Komenského, orientačne riešiť výskum možnosti úpravy flotačného odpadu v minulosti ťažených a spracovávaných surovín s cieľom získať sideritový koncentrát s minimálnym obsahom 36 % Fe a prípadne i ďalšie cenné zložky, obsiahnuté v tomto materiáli (Cu, Ag, Au a i.).

3. V rámci osobitných dohôd s príslušnými inštitúciami riešiť možnosť zmeny flotačného režimu terajšej úpravy slovinskej suroviny tak, aby sa znížil obsah Cu v odpade a súčasne sa zabezpečila maximálna výťažnosť ostatných cenných zložiek ťažených surovín (predovšetkým Ag, Au, Bi, Se a ostatných prvkov).

4. Zverejniť materiály z rokovania, aby sa čo najrýchlejšie prezentovali výsledky výskumnej, prieskumnej a ďalšej činnosti týkajúcej sa ložiska.

Ján Jarkovský

T. Sasvári: **Štruktúrno-tektonická stavba slovinsko-gelnického rudného poľa** (Košice 30. 10. 1986)

Hercýnsku tektogenézu zastupuje predná-sunové deformačné štádium D_1 gemerického príkrovu, v ktorom tektonicko-metamorfné procesy vyvolali vznik metamorfnej bridličnatosti s_1.

Deformačné štádium D_2 sa prejavuje vrásnením foliácie s_1 a vznikom šariážnych, izoklinálnych a reomorfných megavrás V_2^{km} záverečnej etapy presunu gemerického príkrovu. Kliváž s_2 tvorí osové roviny vrás V_2^{km} smeru V—Z a je zároveň základnou riadiacou rovinou pre druhotnú tvorbu kupolovitých vrás 100 m až km rádu.

Deformačné štádium D_3 je penetratívne, po-násunové. Vznikajú prevažne otvorené vrásy V_3^m, V_3^{dm}. Kliváž s_3 je osovou rovinou vrás V_3 a homogenizuje štruktúrne okrsky rudného poľa do jedného celku. Má smer SZ—JV.

Deformačné štádium D_4 zahŕňa transverzálne deformácie stlačované v smere V—Z. Vrásy V_4^{dm} sú otvorené. Puklinová kliváž s_4 má smer S—J a strmý úklon. Štádiom D_4 sa dovŕšilo obdobie tvorby regionálne rozložených kupolovitých vrás rudného poľa.

Deformačné štádium D_5 charakterizujú diagonálne deformácie a vznik vrás V_5^{km}, ktoré sa však preukázali len teoreticky prostredníctvom tautozonality osových rovín vrás V_4^{dm}. S vrásami V_5 je v symetrickom vzťahu puklinovitosť charakterizovaná rupturálnymi plochami, často mierne otvorenými.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 19, číslo 2, júl 1987.

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. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. 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 6. 7. 1987.

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

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca. P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1987.

Miroslav Harman — Ivan Horváth

Fe montmorillonit z Brhloviec — Fe-montmorillonite from Brhlovce (Central Slovakia) 175

Ondrej Ďurža

Termoelektrické napätie pyritu a obsah zlata vo vulkanickom komplexe Vtáčnika — Thermoelectric voltage of pyrite and gold content in the volcanic complex of Vtáčnik Mts. (Central Slovakia) 183

AKTUALITY — NEWS

Jozef Michel — Ján Tabak

Predbežné výsledky prieskumu kameniva na biely a farebný betón — Preliminary results of aggregate stone prospection to use in white and coloured concrete production 174

KRONIKA — CHRONICLE

Ján Kuráň

Ing. Ján Bartalský, CSc., šesťdesiatročný 189 — Sixty years of Ing. Ján Bartalský, CSc.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Seminár Geochemicko-mineralogický výskum sulfidickej mineralizácie ložiska Slovinky 188 — Seminary Geochemical-mineralogical research into the sulphidic mineralization of the Slovinky ore deposit

Abstrakt z prednášky 192 — Abstract of a lecture

RECENZIE — BOOK REVIEW

Pavol Grecula

Geologická stavba československých Karpát, I. Paleoalpínske jednotky (M. Maheľ) — Geological structure of the Czechoslovak Carpathians, I. Paleoalpine Units (M. Maheľ) 113

Pavol Grecula

Ložiska nerud (I. Kraus — M. Kužvart) — Deposits of industrial minerals (I. Kraus — M. Kužvart) 157

Ladislav Melioris

Základy hydrogeológie (E. V. Pinneker et al.) — Basic principles of hydrogeology (E. V. Pinneker et al.) 187

VYDAVATEĽ:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Geofond Bratislava
Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Nafta, k. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Slovenský geologický úrad v Bratislave

49 374