

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 9 • ČÍSLO 6

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1977

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

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

OBSAH — CONTENTS

<i>Ján Bartalský: 25 rokov geologického prieskumu na Slovensku</i>	417
<i>Pavol Grecula — Michal Kaličiak — Imrich Varga: Hornátsky zlomový systém a jeho problémy — The Hornád fault system and its problems (Eastern Slovakia)</i>	419
<i>Pavol Grecula — Karol Együd: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát — Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians</i>	449
<i>Rudolf Ďuďa — Juraj Tözsér — Pavol Burda — Michal Kaličiak: Mineralogické pomery Hg-ložiska Dubník — Mineralogy of the Dubník mercury deposit (Slanské vrchy Mts.)</i>	463
<i>Ján Kozáč — Daniel Očenáš — Ján Derco: Amónna hydrosľuda vo Vihorľate — The discovery of ammonium hydromica in the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia)</i>	479

SPRÁVY — REPORTS

<i>Michal Kaličiak — Rudolf Ďuďa — Pavol Burda — Elena Kaličiaková: Cu-mineralizácia v severnej časti Slanských vrchov — Cu-mineralization in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)</i>	495
<i>Eduard Jablonský — Mária Rohálová: Ďalšie výskyty článkovaných vápnitých hubiek v triase Západných Karpát</i>	501

METODIKA VÝSKUMU

<i>Ivan Čillik: Zásadné metodické otázky tvorby matematických modelov rudných ložísk — Methodical principles of mathematical modelling of ore deposits</i>	503
--	-----

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ján Kuráň — Pavol Grecula: Ing. Ján Bartalský, CSc., päťdesiatročný</i>	509
--	-----

25 rokov geologického prieskumu na Slovensku

Na plnenie smelých cieľov socialistickej výstavby našej republiky, ktoré po víťazstve pracujúceho ľudu vo februári 1948 vytýčila Komunistická strana Československa, bolo nevyhnutné podstatne zvýšiť ťažbu nerastných surovín z domácich zdrojov.

Odborné geologické inštitúcie a štátne orgány si veľmi dobre uvedomili, že staré formy využívania surovín, ako aj ich vyhľadávanie a hodnotenie už nezodpovedali nebývalým požiadavkám spoločnosti, ktorá sa dala na cestu budovania socializmu. Pritom si pokrokovým zmýšľajúcimi odborníkmi nemohli nevšimnúť obrovské úspechy, ktoré v oblasti vyhľadávania, prieskumu a využitia surovín dosiahol Sovietsky zväz. A tak na základe skúseností geológov prvej socialistickej krajiny na svete aplikovaných na podmienky nášho štátu vzniklo aj nové odvetvie zaoberajúce sa geologickým výskumom ložísk nerastných surovín.

Na základe budovateľského programu KSČ a Prvého päťročného plánu vznikli od roku 1950 do roku 1952 nové organizačné jednotky poverené výskumom ložísk nerastných surovín. V odvetví Ministerstva hút a rudných baní bol na Slovensku založený Západoslovenský rudný prieskum v Turčianskych Tepliciach (neskôr presídlený do Banskej Bystrice) a Východoslovenský rudný prieskum v Spišskej Novej Vsi. V rezorte spravovanom Ministerstvom palív a energetiky sa vytvoril Uhoľný prieskum v Turčianskych Tepliciach a nerudným prieskumom na území Slovenska bol poverený Nerudný prieskum v Brne.

Organizačné zámery a delimitácia podnikov sa skončili v roku 1952 a tento rok pokladáme aj za rok zrodu ložiskového geologického prieskumu na Slovensku a zároveň vzniku národného podniku Geologický prieskum v Spišskej Novej Vsi.

Rýchly rozvoj geologického prieskumu si vyžadoval stále nové formy organizácie, a preto sa postupne uskutočnil rad organizačných zmien. Po niekoľko-ročnom jestvovaní rezortných podnikov sa prejavili nedostatky v ich systéme, a preto bol v roku 1958 založený Ústredný geologický úrad v Prahe a podniky na Slovensku sa zlúčili do jedného celku — Geologického prieskumu v Turčianskych Tepliciach (neskôr bol preložený do Žiliny). Jeho úlohou bolo vykonávať ložiskový prieskum vrátane inžinierskej geológie a hydrogeológie. V roku 1965 sa táto organizácia rozdelila na dva podniky — Inžinierskogeologický a hydro-

geologický prieskum v Žiline a Geologický prieskum v Spišskej Novej Vsi. Tak sa vytvorila organizačná štruktúra, ktorá je aj v súčasnosti.

Pre geologický prieskum malo veľký význam federatívne usporiadanie nášho socialistického štátu. 1. januára 1969 vznikol národný orgán Slovenský geologický úrad v Bratislave. Bol to zároveň začiatok najvýznamnejšieho a najrýchlejšieho rozvoja podniku Geologický prieskum.

V uplynulom štvrtstoročí geologická služba zabezpečila pre rozvíjajúci sa priemysel najmä nerudné suroviny. Tieto roky sú poznamenané nevídaným rozmachom ťažby nerastných surovín, pričom možno konštatovať, že všetky zásoby surovín, ktoré sa v súčasnosti ťažia, preskúmala generácia geologických pracovníkov prieskumných organizácií, ktorých 25. výročie vzniku si v tomto období pripomíname. Vykonával sa obrovský kus práce v rozličných etapách prieskumu a výsledky pozitívnych vyšších etáp sa už priemyselne využívajú.

Za 25 rokov bolo ukončených 80 záverečných správ z prieskumných akcií zameraných na železnú rudu, 7 na mangánové rudy, 7 na olovnato-zinkové rudy, 16 na antimonitové rudy, 11 na ortuťové, 6 na zlaté a strieborné a 2 na cínové rudy.

Ukončilo sa 30 prieskumných akcií na magnezit, 38 na dolomit, 95 na vápenc a cementárske suroviny, 22 na žilný kremeň a kremenec, 5 na azbest, 13 na sadrovec a anhydrit, 6 na kamennú soľ, 65 na keramický íl a bentonit, 20 na piesok, 5 na diatomit, 7 na perlit, 8 na čadič, 194 na stavebný a deko-račný kameň, 111 na štrkopiesok a 208 na tehliarske suroviny.

Rozvoj slovenskej ťažby uhlia je založený na geologickom prieskume pracovníkov jubilujúcich podnikov.

Za 25 rokov činnosti prieskumných organizácií vzrástol nielen rozsah práce geologickej služby, ale najmä kvalita jej práce a profesionálna úroveň, odborné skúsenosti i kvalifikovanosť pracovníkov. Zatiaľ čo v roku 1953 bolo vo všetkých organizáciách dovedna 26 geológov s vysokoškolskou kvalifikáciou, dnes pri vyhľadávaní a prieskume surovín pracuje v podniku 96 vysokoškolsky vzdelaných pracovníkov s bohatou praxou a skúsenosťami. Práca sa v podstatnej miere špecializovala. V súčasnom období sa na riešení úloh v pracovných tímoch okrem geológov riešiteľov terénnych úloh zúčastňuje ďalších 12 technologov, 8 hydrogeológov, 13 mineralógov a petrografov s vysokoškolským vzdelaním. Zatiaľ čo v roku 1953 v laboratóriách pracovali len dvaja absolventi vysokých škôl, v súčasnosti na tomto úseku plní naliehavé úlohy 18 takýchto pracovníkov atď.

Odborne vyspelý pracovný kolektív podniku sa už dnes odborne i publikačne zúčastňuje na vytváraní nových, progresívnych náhľadov nielen v oblasti ložísk nerastných surovín, lež aj v geologickej stavbe a tektonike jednotlivých záujmových území. Vysokú odbornú úroveň a ustavičný profesionálny vzostup pracovníkov geologickej služby nášho podniku dokumentuje i to, že pre potreby výmeny vedeckých a odborných informácií bolo nevyhnutné vytvoriť samostatný periodický časopis geologickoprieskumných organizácií na Slovensku *Mineralia slovac*a, ktorý od jeho založenia vydáva Geologický prieskum.

V tomto čísle časopisu *Mineralia slovac*a chceme odbornými príspevkami pracovníkov nášho podniku dokumentovať obrovský rozvoj kvality i kvantity našej práce, jej celospoločenskej prospešnosti, a tak si pripomenúť významné výročie slovenskej geológie i nášho národného podniku.

Ján Bartalský

Hornádsky zlomový systém a jeho problémy

(7 obr. v texte)

PAVOL GRECULA — MICHAL KALIČIAK — IMRICH VARGA*

Горнадская система нарушений и её проблемы

Горнадская система нарушений представляет состав параллельных разломов, которые возникли в нижнем и среднем бадене.

Она не достигает больших глубин, не нарушает сарматский фундамент всей его мощности. Также с ней не связаны неовулканические образования Восточной Словакии. Неовулканизм связан с местами скрещивания больших поясов дисконтинуит а именно балатонско-дарговской и загребско-земплинской зоны с перипанонским тектоническим поясом. Горнадская линия как глубинный разлом несуществует и нельзя его сопоставлять с зоной Балатон—Даргов и Загреб—Земплин.

The Hornád fault system and its problems (Eastern Slovakia)

The Hornád fault system in the Košice basin represents a group of several parallel to subparallel normal faults dipping to the east. These faults originated probably already in the Lower and Middle Badenian but manifested itself only in sedimentary development of the Upper Badenian (the Kolčovo formation). The Hornád fault system caused gradual down-faulting of inner West Carpathian units into the basement of the East Slovakian Neogene molasse. The Hornád fault system had any influence on the distribution of the neovolcanic activity. As the Hornád fault system does not have deep foundation, it does not disturb the crust in its whole thickness. The Hornád line as a deep fault do not exist. Roles attributed to the Hornád fault system have other main discontinuity belts in Eastern Slovakia as the Rába—Rožňava, Balaton—Darnó and the Záhreb—Zemplín discontinuity belt.

Náhľady na základné stavebné prvky Západných Karpát sa od vydania prvého súborného spisu V. Uhlika (1903), a najmä od spoznania ich príkrovovej stavby roku 1907 vyvíjajú už sedem desaťročí. Novodobé geologické výskumy územia Slovenska za ten čas spresnili význam takmer všetkých ich základných elementov a umožnili dnešný obraz o geologickom vývoji tohto horstva. Pre ostatné roky je príznačný rýchly vývoj syntetizujúcich prístupov

* RNDr. Pavol G r e c u l a, CSc., RNDr. Michal K a l i č i a k, RNDr. Imrich V a r g a, Geologický prieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice.

najmä z hľadiska novej globálnej tektoniky, ktorá sa usiluje uplatniť svoje princípy aj pri výklade geologického vývoja Karpát.

Nie všetky prvky geologickej stavby však boli predmetom sústredenej analýzy vzniku a vývoja, takže sa ich význam v stavbe Západných Karpát vysvetľuje viac-menej na základe tradície. Práce vykonané v oblasti východného Slovenska ukázali, že je účelné zaoberať sa problematikou hornádskej línie (V. Uhlig 1907). Jej význam v geologickej stavbe tejto časti Karpát sa doteraz nálezite neosvetlil a interpretuje sa tradične alebo len v súvislosti s potrebou vysvetliť odlišnosti geologickej stavby styčných území, pre ktoré sa nenašla odpoveď v detailne skúmaných okolitých územiach. Početné nové výskumy potvrdili potrebu novej analýzy tejto línie, čo je predmetom našej práce.

Doterajšie definície hornádskeho zlomového systému

Hornádsku líniu v geologickej literatúre definoval V. Uhlig (1907)* a charakterizoval ju ako S—J zlom, na ktorom sa končia jednotky vnútorných zón západokarpatského horstva.

Zistenie severovýchodnej zlomovej línie v údolí Hornádu viedlo k snahe vysvetľovať odlišnosti v stavbe Karpát jej vplyvom. I. P. Voitești (1921, s. 9—10) píše o spojitosti hornádskej línie s hypotetickým dlhodobým vplyvom línie Peceneaga—Camena na vývoj stykovej oblasti Západných a Východných Karpát. Vplyv poklesov vyvolaných pohybmi pozdĺž línie Peceneaga—Camena sa podľa neho na vnútornej strane karpatského oblúka spája s poklesovými pohybmi na zlome pozdĺž Hornádu, odrezávajúcom východnú stranu Tatier. Spoločný vplyv oboch línií je vysvetlením, prečo je v tejto oblasti najnižšia časť Karpát (Duklianský priesmyk), tvoriaca prirodzenú geografickú hranicu. Pod vplyvom tejto línie sa podľa tohto autora mezozoikum na niektorých bradlách redukuje. Uvedené črty zapríčiňuje spoločný vplyv veľkých tektonických línií.

Do slovenskej geologickej literatúry uviedol termín hornádskeho zlomu D. Andrusov (1938, 1943). Charakterizuje ho ako mohutný zlom pozdĺž údolia Torysy porušujúci vrstvy mladšieho miocénu („tortónu“) a jeho vznik možno odvodiť z menších horotvorných procesov podmieňujúcich celkom slabé vrásnenie, po ktorom vznikli dosť intenzívne zlomové poruchy najprv uprostred miocénu (medzi „helvétom“ a „tortónom“) a opakovali sa v slabšej forme ešte počiatočkom pliocéne (D. Andrusov 1943, s. 42—43).

Hornádskeho zlomu bol v nasledujúcom období mimo pozornosti. Opätovný záujem vyvolal až v období 1955—1960 v súvislosti s novými výskumami východného Slovenska. J. Seneš (1955) a J. Seneš — J. Švagrovský (1957, s. 262) prikladajú zlomu hornádskeho smeru v geologickej stavbe celej neogénnej panvy vedúcu úlohu. Vznik týchto zlomov (smeru S—J) nie je podľa nich presnejšie definovaný, avšak počas „tortónu“ (pohyby mladšej skupiny štajerskej fázy a za nimi nasledujúce epeirogenetické pohyby) sa

* Charakteristika hornádskej línie V. Uhliga vychádza už zo starších prác F. Hauera (1859), v. Richthofena (1868), Gy. Szádeczkého (1897) a H. Böckha (1905).

tieto staré zlomy severojužného smeru prehľbovali. Staré založenie zlomov hornádskeho smeru vyplýva z konštantnej polohy západnej hranice východoslovenského neogénu.

Výraznou hranicou vo veľkej stavbe Karpát je hornádsky zlomový systém podľa M. Máška — V. Zoubka (in T. Buday et al. 1960), podľa ktorých „... Slovenský blok (starý podklad) sa na V prudko norí do hĺbky podľa sústavy severojužných poklesových zlomov hornádskeho smeru“. Za najvýchodnejšie východy slovenského bloku pokladajú predneoidné útvary v zemplínskej hrasti (ibid., s. 162). Ich poňatie zrejme vychádza zo skôr postulovaného charakteru tzv. hornádskej jazvy prvého radu, v ktorej sú všetky pásma medzi gemitickým a vysokotatranským pásmom, charakteristické pre Západné Karpaty (v podstate veporidy), pohltené. S týmto zjavom súvisí aj intenzívne tektonické prehnatenie, dislokačná metamorfóza a zošupinatenie tatrid v údolí Hornádu (V. Zoubek 1957, s. 40).

Hornádsky zlomový systém sa tak postupne stával prvoradým tektonickým prvkom východnej časti Západných Karpát. Pri charakteristike základných črt územia medzi Západnými a Východnými Karpatmi pripisujú B. Leško — J. Slávik (1967) hraničný význam hlavným priečnym zlomom. Podľa nich hornádsky zlom (v uvedenom zmysle) obmedzuje slovenský blok s fáciami typickými pre Západné Karpaty. Predtriasové jednotky na východ od hornádskej zóny dislokácií majú preto trochu odlišné črty (nižší stupeň metamorfózy, stopy uhlia, nedostatok čiernych fylitov a podobnosť facií karbónu a permu v zemplínskom ostrove), ktorými sa odlišujú od doteraz najčastejšie porovnávaného paleozoika Čiernej hory. Usudzujú, že zemplínske paleozoikum nemožno paralelizovať s tatridným kryštalinikom (l. c., s. 169—172). Z toho vyvodili, že hornádsky zlomový systém spolu s vihorlatským zlomom (smeru JJZ—SSV) boli hranicou a oblasť medzi nimi má spoločné znaky Západných aj Východných Karpát. Upozorňujú však, že pohyby na týchto systémoch dislokácií prebehli až počas finálnej fázy vzniku štruktúry Karpát a ich úloha v tektonickom, vulkanickom a paleogeografickom vývoji oblasti sa stala významnou až vtedy. Sú to podľa nich zóny diskontinuit, ktoré pravdepodobne existovali od mezozoika po pliocén. Z argumentácie je zrejmé, že aj keď dôkazy o pohyboch na hornádskom zlomovom systéme boli až z obdobia vývoja neogénu, predpokladajú aktivizáciu podstatne starších zlomov, ale bez presnej definície a lokalizácie takého starého systému dislokácií. Podľa uvedených autorov definícia hornádskeho zlomového systému pochádza od D. Andrusova (1938).

Týmto spôsobom sa dospelo k dosť komplexnému poňatiu úlohy hornádskeho zlomového systému. Podľa M. Maheľa (1969, s. 21) morfotektonicky výrazné hornádske zlomové pásmo oddeľuje dva stavbou veľmi odlišné bloky: centrálnokarpatský segment od východnejšieho, ktorý má iný typ paleozoika (karbónu; mimokarpatského) a jednoduchšiu štruktúru mezozoika (bez chočského prikrovu, bez zliehovskej série v križňanskej jednotke a bez možnosti oddelenia križňanskej a obalovej jednotky). Ďalšie výskumy humenského mezozoika preukázali (M. Maheľ 1971a, s. 245), že ono predstavuje najskôr koncovú časť karpatskej geosynklinály, v ktorej sa len v istých kratších časových intervaloch uplatňujú faciálne rozdiely. Humenské mezozoikum je faciálne kondenzované s fáciami rozličných faciálnych zón; nie je faciálno-štruktúrne diferencované. Podobné znaky sa prejavujú aj v mezozoiku Malých Karpát, aj keď nie v takom rozsahu (M. Maheľ, l. c.).

Z uvedeného vychodí, že vplyv hornádskeho zlomového systému na vývoj mezozoika Karpát ostal naďalej nejasný.

Ani výskum neogénu východného Slovenska interpretovaný v súbore generálnych máp neobjasnil úlohu hornádskeho zlomového systému úplne. Podľa T. Budayho — I. Cíchu (in T. Buday et al. 1967, s. 453) je hornádska línia dôležitým prvkom podmieňujúcim hlavne západné obmedzenie východoslovenskej panvy. Východoslovenská neogénna panva leží nad jednotkami zodpovedajúcimi centrálnym pásmam Karpát alebo ich pokračovaniu. Smery a štruktúry panvy sú súhlasné so smermi neoidných štruktúr podložia. Význam hornádskeho zlomu sa prejavuje v niektorých štruktúrnych a paleogeografických zmenách vo flyšovom pásme, v centrálnom pásme a v predmezozoickom podloží. Tieto zmeny autori bližšie nerozvádžajú. Nápadný je podľa nich odlišný vek a vývoj mladšieho paleozoika gemeríd a zemplínskeho ostrova. Podľa uvedených autorov pochádza definícia hornádskej línie od I. P. Voiteštiho (1921).

Medzitým nové výskumy neogénu východného Slovenska spresnili význam severojužných zlomov v Košickej kotline (J. Janáček 1958, 1959, 1967, J. Janáček et al. 1975, Čverčko 1968, R. Rudinec 1969, 1973, 1976, J. Slávik 1974, D. Ďurica 1976 a i.). Domnienka o hlbinnom založení, starom pôvode a dlhotrvajúcej aktivite hornádskeho zlomového systému napriek tomu — aj keď v menej výraznej podobe — zotráva. M. Mahel (1971b, s. 165) píše, že vo vývoji východoslovenského neogénu v druhej etape vývoja poštajerskej panvy (koncom „tortónu“) sa uplatnili severojužné smery (albinovský, dvoriansky a parchoviansky zlom). Tie nenarúšajú hlbší podklad a zanikajú už v bazálnej časti vysladeného „tortónu“. Naopak v Košickej kotline severojužný systém, geneticky spätý s hornádkym zlomom, má staré zloženie. Pre neovulkanity má malý význam, pretože (l. c., s. 166) výstupy neovulkanitov podmieňuje prepojenie križovania systémov zlomov smeru SV—JZ a SZ—JV. Inde M. Mahel (1975, s. 243) uvádza, že zlomy stredoslovenskej a hornádskej oblasti priekop zasahujú do väčšej hĺbky a sú s nimi späté prejavy neskorogeosynklinálneho vulkanizmu stredného Slovenska a Prešovsko-tokajských hôr. Uvádza tiež, že sa hornádska línia prejavuje v štruktúre flyšovej zóny (okno Živiec).

Úloha hornádskeho zlomového pásma vo vývoji Karpát

Predmezozoické útvary

Na porovnanie predmezozoických útvarov máme k dispozícii len sporadické údaje z bezprostrednej blízkosti hornádskeho zlomu (hlavne z jeho východnej strany). Nedostatočné sú aj paleontologické dáta. Podkladom na porovnanie môžu byť preto len ucelenejšie spracované oblasti predpaleozoických a paleozoických útvarov, ako predmezozoické útvary Západných Karpát, zemplínske paleozoikum a Marmarošský masív. Údaje z týchto oblastí možno doplniť len sporadickými dátami získanými z podložia východoslovenského a zakarpatského neogénu pri výskume živíc.

Doterajšie pokusy porovnať predmezozoické jednotky Východných a Západných Karpát hľadali podobnosť sérií Marmarošského masívu a jednotiek centrálnych Západných Karpát (A. K. Bojko 1970, S. G. Rudakov 1971,

V. G. Sviridenko 1976, I. P. Zlatogurskaja et al. 1976 a i.). Do veľkej miery naozaj možno litologicky porovnávať belopotockú sériu s tatridným kryštalinikom (svory, ruly, amfibolity, metakvarcity). Vek belopotockej série bol predtým rádiometricky určený za predkamrický (585—700 mil. r.; N. P. Semenenko et al. 1969), avšak podľa A. K. Bojka (1970, s. 220—222) je doložený len vek metamorfozy a intrúzie biotitických plagioklasových ortorúl v intervale 342—330 m. r. a mladšia metamorfoza vo fácií zelených bridlíc a v epidotovo-amfibolovej fácií (l. c.) v intervale 280—342 m. r.

Podľa citovaných sovietskych autorov predmezozoické útvary Marmarošského masívu a Čivčinských hôr sa zrejme podobajú staršiemu paleozoiku a kryštaliniku Západných Karpát a problémy ich stratigrafického rozpätia sú obdobné. Markantný menší podiel granitoidov v Marmarošskom masíve môže byť aj druhotným prejavom, pretože aj predmezozoické útvary v pokračovaní tohto pásma na území Rumunska obsahujú veľké masy granitoidov (M. Săndulescu — I. Bercia 1974 in M. Mahel et al. 1974, s. 241). Aj delovecká a megurská séria A. K. Bojka (l. c.) alebo delovecká séria S. G. Rudakova (l. c.) dobre korešpondujú s litologickou náplňou a sledom staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria a iných staropaleozoických vývojov Západných Karpát (harmónska séria, hronský komplex). Aj petrochemické črty paleovulkanitov oboch oblastí svedčia o možnosti porovnávať ich.

Podľa V. I. Slavina et al. (1975) patrí Marmarošský masív k vnútorným Karpatom a buduje ho komplex prikrývov. Podľa nich sú jadrové pohoria Západných Karpát a Marmarošský masív analógmi a majú rovnaký tektonický štýl s rozdielmi iba vo veľkosti horizontálneho posunu. Stratigrafické rozpätie a litologická náplň oboch oblastí sú porovnateľné (l. c., s. 296) a doteraz sa vyskytujúce názory o odlišnosti kryštalinika Východných a Západných Karpát, vyplývajúce z oddelenia pieninským hlbinným zlomom, nie sú plne zdôvodnené. Podstatne odlišný náhľad zastáva napr. O. S. Vjalov (1975) a V. G. Sviridenko (1976, s. 399), podľa ktorých nemožno hľadať analógiu medzi marmarošským kryštalinickým masívom a centrálnymi Karpatmi, lebo ich oddeľuje bradlové pásmo (O. S. Vjalov 1975) alebo pieninský hlbinný zlom založený pred kambriom (V. G. Sviridenko 1976, s. 399).

Kryštalinikum a mezozoikum centrálnych Západných Karpát istotne pokračuje za hornádkym zlomovým pásmom do podlažia východoslovenského neogénu. Vo vrte Kecerovské Pekľany sa pod neogénom prevrtali mezozoické horniny obalu Čiernej hory, mladšie paleozoikum a kryštalinikum korelovateľné bez ťažkostí s vývojom v Čiernej hore (R. Rudinec in J. Tözsér — R. Rudinec 1975, s. 95). Aj v iných oblastiach Košickej kotliny sa zistili mezozoické sedimenty podobné obalovým sériám Čiernej hory (R. Rudinec — J. Slávik 1970), ktoré umožňujú predpokladať prítomnosť rovnakého mladšieho paleozoika a kryštalinika aj pod týmito vývoji.

Pravdepodobne staršie paleozoikum v podlaží východoslovenského neogénu zastupujú vo vrte Rebrín 1 chloriticko-grafitické, sericiticko-chloritické a chloritické fylity, ktoré možno korelovať s profilmi vrtov Pozdišovce 1, Iňačovce 1, 2 a Vysoká 1 a ktoré D. Ďurica (1975) zaraďuje do iňačovsko-pozdišovského bloku východoslovenskej časti sečovsko-iňačovsko-užhorodskej elevácie. Podobné horniny zastihol aj vrt Ptrukša 22, kde už patria do pásma kapušianskej depresie. Aj na základe doterajších sporadických údajov možno prevrtané komplexy litologicky korelovať so starším paleozoikom Spišsko-gemerského

rudohoria a Marmarošského masívu, a to bez ohľadu na odlišnú geotektonickú pozíciu oboch oblastí.

Mladšie paleozoikum Marmarošského masívu zastupujú molasové sedimenty karbónu (terigénny karbón so stopami uhlia — A. K. Bojko 1975b, s. 62), pestrý perm (A. K. Bojko, l. c., F. I. Žukov 1971), členený na bazálne zlepence, brekcie, piesčité aleurity, vulkanogénne sedimenty (tufy a tufolávy kyslých superkrustálnych vulkanitov) a aleurity so slabými šošovkami sadrovca. Vyššie sú spodnотriasové kvarcity. Vek permských súvrství je doložený aj paleontologicky (L. A. Sergejeva 1975). Z uvedeného vyplýva veľká podobnosť s vývojom mladšieho paleozoika centrálnych Západných Karpát.

Z doterajších porovnaní sme zámerne vynechali mladšie paleozoikum zemplínskeho ostrova. Najnovšie výsledky vrtných prác ukazujú, že jeho analógmi nie sú vývoje centrálnych Karpát, ale jednotky doteraz zahŕňané do maďarského medzihoria.

Mezozoické jednotky

Vývoje mezozoika na oboch stranách hornádskeho zlomového systému sú faciálne pribuzné, čo umožňuje predpokladať paleogeografickú nadväznosť medzi oblasťami oddelenými dnes týmto zlomovým systémom. Ako sme už uviedli, mezozoikum obalu Čiernej hory pokračuje za hornádskeho zlomového systému a bolo preukázané vo vrtoch Kecerovské Pekľany 1, Ďurkov 1 a 2, kde sú karbonatické členy stredného a asi aj vrchného triasu. Aj podľa R. Rudinca — J. Slávika (1970) mezozoické horniny pokračujúce pod Slanské vrchy a do podložia východoslovenského neogénu reprezentujú obalovú sériu Čiernej hory. Podľa V. G. Sviridenka (1976) je aj trias kričevskej zóny (ktorú možno stotožniť so zemplinikom J. Slávika 1976) faciálnym ekvivalentom triasu ostatných oblastí centrálnych Karpát. Možný vplyv hornádskeho zlomového systému na vývoj humenského mezozoika sme už spomenuli.

Paleogén

Podľa doterajších údajov centrálnokarpatský paleogén presahuje za hornádskeho zlomový systém smerom na juhovýchod. Odlišnú šírku a objem paleogénnych súvrství v podloží neogénu spôsobila predneogénna denudácia, a preto paleogeografické zmeny na hornádskom zlomovom systéme predpokladať nemožno. Tento názor dobre dokazujú údaje R. Marschalka (1975, s. 30) o paleosmeroch transportu a depozície materiálu vo flyši šambronsko-kamenického pásma a rekonštruované pozície zdrojov.

Zmeny vo vývoji bradlového pásma predpokladá S. S. Kruglov (in M. Mahel et al. 1974, s. 206). Podľa neho západne od hornádskeho zlomu (ktorý asi hral veľkú úlohu vo vývoji štruktúr vnútorných Karpát) geologickú históriu pieninského bradlového pásma veľmi ovplyvnili vnútrokarpatské masívy, najmä tatridy. Ako dokazujú výskyty konglomerátov, obnovujúce sa intenzívne pohyby masívov v kriede podmienili vznik konglomerátov v oblasti bradiel. Predpokladá, že východne od hornádskeho zlomu boli alebo menej intenzívne kriedové pohyby, alebo ich vplyv na vývoj bradiel bol podstatne slabší. Novšie výskumy R. Marschalka (1975) takýto vplyv hornádskeho zlomu nepotvrdili.

Podľa R. Marschalka — T. Korába (1975) paleosmery transportu

vo vonkajšom pásme flyšových Karpát prekračovali priebeh hornádskeho zlomu, resp. jeho predpokladané severné pokračovanie, a dodávali materiál zo zdrojov, ktoré ležali na JV. Preto usudzujeme, že sa hornádsky zlom počas sedimentácie flyšových súvrství neprejavoval.

Neogén

Východoslovenská neogénna panva predstavuje vnútrohorskú pozdĺžnu depresiu so zložitou prepadlinovou štruktúrou (T. Buday et al. 1967). Neogénny sedimentačný priestor sa formoval synchrónne s vrásnením flyšového pásma Karpát. Novšie (L. Stegena et al. 1975) sa na vysvetlenie vzniku neogénnych panví vnútri karpatského oblúka aplikuje model diapirizmu plášťa (pozri aj D. Vass 1976).

Východoslovenská neogénna panva je s podložnými štruktúrami súbežná. V priebehu sedimentácie sa os panvy presunula na juh a juhovýchod a začali sa uplatňovať synsedimentárne zlomy (J. Slávik 1974).

D. Andrusov (1938) na základe faciálnej analýzy spodnomiocénnych sedimentov Košickej kotliny zistil, že sedimenty „akvitánu“ a „helvétu“ (t. j. eggenburgu a karpátu) nevykazujú také faciálne zmeny, ktoré by signalizovali blízkosť pobrežia alebo aktivitu okrajového zlomu. Vedúcu úlohu v geologickej stavbe panvy pripisuje hornádskemu zlomu J. Seneš (1955) a J. Seneš — J. Švagravský (1957) a jeho vznik kladú do „tortónu“.

Štruktúrny prieskum Košickej kotliny (J. Čverčko 1968, 1970, 1974) zistil, že v najspodnejších častiach miocénu nie sú fácie dokazujúce existenciu okrajového zlomu. Potvrdili sa tým skoršie názory D. Andrusova (l. c.). Dokonca sa predpokladá (J. Slávik 1974), že spodnomiocénny sedimentačný priestor komunikoval na SZ so západoslovenským sedimentačným priestorom. Počas sedimentácie karpátu boli aktívne zlomy smeru SZ—JV (J. Čverčko 1970), ako je brestoviansky, bohdanovský a mirkovský zlom. Z karpátu sa postupne vyvíja baden (spodný a stredný baden v pelitickej širokomorskej fácií), ale ani počas jeho sedimentácie nemožno predpokladať existenciu okrajového zlomu severojužnej, t. j. hornádskej orientácie.

Vznik okrajového severojužného zlomu východoslovenskej neogénnej panvy čiže hornádskeho zlomového systému kladú viacerí autori do vrchného badenu (J. Seneš 1955, J. Seneš — J. Švagravský 1957, J. Janáček 1958, 1959, T. Buday 1960, J. Čverčko 1968, 1970, 1974, J. Slávik 1974, J. Janáček et al. 1975 ai.). Naproti tomu R. Rudinec (1973) predpokladá, že hornádske zlomy vznikli vo vrchnom oligocéne ako dôsledok sávskej fázy. Hornádske ulomenie bolo v období vrchného badenu podľa J. Slávika (1974) sústavou poklesov tvorených stupňovitými zlomami severojužného smeru medzi Slanskými vrchmi na východe a spojnicou Prešov—Košice na západe. Pásmo zahŕňa hornádsky, čižatický, kostoliansky a košicko-olšavský zlom s hĺbkovým dosahom 2500—3000 m a svinické zlomy s hĺbkovým dosahom 1200 m (J. Čverčko 1968). O existencii hornádskeho zlomového systému už vo vrchnom badene svedčí kolčovské súvrstvie (J. Čverčko 1968), ktoré je vyvinuté v typickej okrajovej, t. j. príbrežnej fácií. Podľa J. Čverčka (1968) sú to hrubozrnné štvrkovo-piesčité sedimenty prechádzajúce do jemných až pelitických sedimentov smerom do stredu panvy. Na báze súvrstvia sú štrkové obzory s prevahou karbonatických valúnov, poukazujúce na aktivizáciu po-

brežnej zóny tvorenej mezozoikom Čiernej hory.

Začiatkom sarmatu sa sedimentačný priestor východoslovenskej neogénnej panvy redukoval na juhovýchodnú časť a najvýznamnejšie subsidenčné pohyby sa odohrávali východne od vrbnického zlomového systému (mocnosť sedimentov až 2500 m). Panón — pliocén je vyvinutý predovšetkým v potiskej nížine a jeho rozsah a vývoj ovplyvňoval tiež vrbnický zlomový systém (J. Slávik 1974).

Z nášho prehľadu vychodí, že podľa doterajších prác sa hornádsky zlomový systém vo vývoji hraničnej oblasti medzi Západnými a Východnými Karpátmi prejavoval až od vrchného badenu. Preto nemožno prijať náhľady o mezozoikom alebo až paleozoikom založení tohto zlomového systému. Ani názory o súvislosti hornádskeho zlomového systému s hlbinnými zlomami Západných Karpát nie sú odôvodnené. V obsiahlej literatúre, ktorá sa akokoľvek dotýka úlohy a veku založenia pohybov na hornádskom zlomovom systéme, sú časté údaje vyvracajúce veľkú úlohu tohto systému zlomov vo vývoji predneogénnych štruktúr, avšak väčšinou zanikli medzi množstvom odkazov vysvetľujúcich rozpory v geologickej stavbe styčných území pod vplyvom tohto zlomového systému. Príkladom toho je názor M. Kuthana (in A. Matějka et al. 1964, s. 205), podľa ktorého, odhliadnuc od značného vplyvu na formovanie západného okraja neogénnej panvy od „tortónu“, nemajú zlomy hornádskeho smeru vo východoslovenskej panve taký veľký význam, aký sa im pripisoval. Aj geofyzikálne merania preukázali, že ostatné zlomové systémy sú významnejšie.

Morfoštruktúrny a geomorfologický význam hornádskeho zlomového systému viedol k preceneniu jeho geologického významu. Najstarším obdobím geomorfologického vývoja tejto oblasti (E. Mazúr — J. Kvitkovič in A. Matějka et al. 1964) vo vrchnom miocéne je etapa zarovnania reliéfu, ktorého zvyšky predstavujú dnešné chrbty na Z od hornádskeho zlomu. V tom období už existoval Hornád a jeho prítoky, ale ešte nebolo Rudohorie (a jeho morfológické pokračovanie Branisko a Čierna hora), ani Hornádska a Košická kotlina, ako ani Šarišská vrchovina v dnešnej podobe (l. c., s. 210). Vývoj tohto zarovnaného reliéfu sa na základe porovnania s ostatnými časťami Karpát v ČSSR, Poľsku a v Zakarpatskej Ukrajine kladie do obdobia od vrchného sarmatu po spodný pliocén. Tektonické pohyby, ktoré nasledovali po vzniku tohto zarovnaného reliéfu, erózia a denudácia vyvolané až nimi viedli k vytvoreniu dnešného reliéfu.

Kinematická úloha hornádskeho zlomového systému

Z uvedených údajov vyplýva, že vplyv severojužného systému dislokácií, stotožňovaného s hornádsym zlomovým systémom, na synsedimentárny vývoj predneogénnych útvarov tejto časti Karpát nemožno hodnoverne preukázať a doložiť.

Pri analýze možnej kinematickej úlohy zlomového systému severojužného smeru sa zaoberáme vrchnokriedovým obdobím tektogenézy (austrijská a subhercýnska fáza), ktoré bolo hlavným obdobím vzniku vrásovo-príkrovového systému centrálnych Západných Karpát (D. Andrusov 1968, 1975, M. Mahel' et al. 1974), ako aj Východných Karpát (V. I. Slavin et al. 1975, J. Slávik 1974, M. Săndulescu 1975).

Pre vnútorné Západné Karpaty sú charakteristické produkty mezoalpínskej kompresie a tvorba príkrovov s násunom superfaciálnych jednotiek v smere od JV na SZ a s veľkým skrátením pôvodného priestoru v rovnakom smere. Príkrovová stavba je doteraz bezpečne známa až po spojnicu Margecany—východný okraj Vysokých Tatier, resp. po samošsko-margeciansku líniu podľa Z. Rotha (1969). Príkrovová stavba na SV od tejto čiary nie je presnejšie definovaná (pozri aj Z. Roth, l. c.) a z doterajších údajov v oblasti na SV od margecianskej línie vyššie subtatranské príkrovy (chočský a križňanský) nemožno dostatočne hodnotiť a bezpečne preukázať. Príčinou toho je sčasti aj doterajšia definícia spomenutých príkrovov, ktoré sa chápu ako typické faciálne príkrovy (Faciesdecke), kým tektonické aspekty ich vyčleňovania nie sú všade dostatočne známe. Na ich pravdepodobnú prítomnosť (v uvedenom zmysle) poukazujú niektoré lokálne vývoje mezozoických členov v Branisku, Čiernej hore a v humenskom mezozoiku, ako aj v ďalších výskytoch mezozoika až po ružbašský ostrov. Už sme uviedli, že doterajšie údaje o faciálnom vývoji mezozoika na SV od margecianskej línie hovoria o tom, že ono predstavuje koncovú časť karpatskej geosynklinály a členenie na výrazné štruktúrno-faciálne zóny, podmieňujúce individualizáciu do príkrovových jednotiek typických pre Západné Karpaty, nie je možné (M. Maheľ 1967, 1971a).

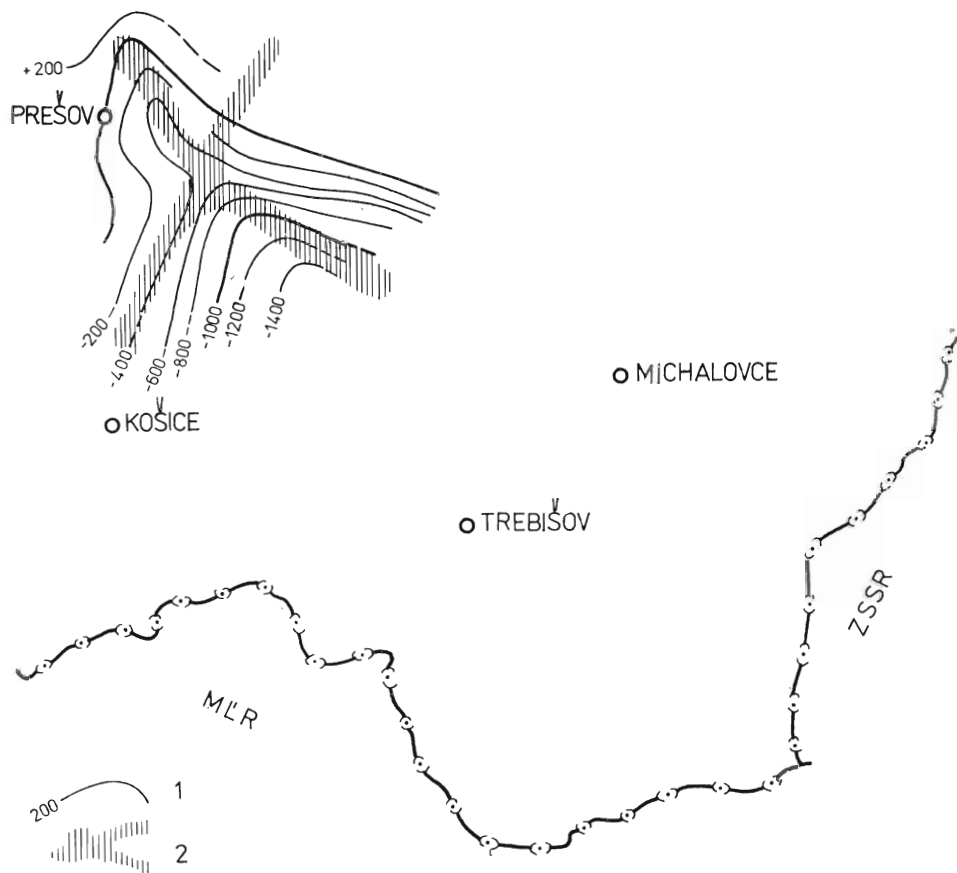
Na rozdiel od Západných Karpát v ukrajinských Karpatoch nachádzame príkrovovú stavbu so zreteľnou severovýchodnou vergenciou hlavných štruktúr. Pritom je nápadné, že šírka porovnateľných pásiem Východných Karpát je oproti centrálnym Západným Karpatom podstatne menšia (okolo $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ šírky). Ak teda vychádzame z paralelizácie jednotlivých zón vnútorných Západných a Východných Karpát, musíme uvážiť, že všetky zóny Východných Karpát ekvivalentné Západným Karpatom budú v omnoho komprimovanejšej, zúženejšej forme.

Pomery zakrytých oblastí predneogénneho substrátu zakarpatskej panvy pokračujú na SZ do podložia východoslovenskej panvy. Doterajšie údaje z hlbokých vrtov a geofyziky poukazujú na to, že sa tieto pomery zhruba po systém vihorlatského zlomu alebo po vrbnický zlomový systém nemenia. Podľa mapy zakrytých oblastí Západných Karpát (O. Fusán et al. 1971), ako aj podľa výsledkov naftového prieskumu (D. Ďurica 1976, R. Rudinec 1976) za hornádskeho systémom zlomov nachádzame v podloží východoslovenského neogénu najmä kryštalinikum a mezozoikum porovnateľné s vývojom v Čiernej hore a len v severovýchodnej časti panvy je úzky pás metamorfítov s nejasnou štruktúrálnou príslušnosťou (v hrabovsko-michalovskej elevácii na SZ od Michaloviec — vrt Pozdišovce 1). Tieto metamorfity však istotne nepokračujú na SZ za líniou smeru JZ—SV, ktorá v podloží neovulkanitov nadväzuje na líniu Darnó (D. Ďurica 1976).

Z uvedeného vychodí, že segment vnútorných Karpát medzi margecianskym zlomom na JZ, pieninským bradlovým pásmom na S a SV a vrbnickým zlomovým systémom na JV má z hľadiska strednokriedovej až vrchnokriedovej tangenciálnej tektogenézy špecifické postavenie zapríčinené osobitným vývojom mezozoických komplexov (M. Maheľ 1967, 1971a). Pre tento segment sú charakteristické okrajové západokarpatské vývoje mezozoika (triasu až jury) a súčasne východokarpatské smery štruktúr; vergencia od JZ na SV (pozri aj Z. Roth 1969). Vo vymedzenom segmente pravdepodobne nie sú typické veľké príkrovové štruktúry Západných Karpát, alebo ak sú, tak do veľkej

miery zahŕňajú kryštalinické série predmezozoického substrátu, mezozoikum v nich nestratilo svoj „obalový“ charakter a neoddelilo sa v podobe samostatných príkrovov od podložia, ale sa spolu s ním zúčastňuje na stavbe faciálnych príkrovov.

Na rozdelenie štruktúr z uvedeného hľadiska hornádska línia nevplýva: rozdeľuje pohorie Čiernej hory na dve veľké kryhy (O. Fusán et al. 1971, s. 77), z ktorých západná predstavuje vyzdvihnutú kryhu vystupujúcu na povrch veľkými plochami eróziou obnaženého kryštalinika. Východná kryha je poklesnutá a jej povrchové časti pod neogénom tvoria prevažne mezozoické útvary Čiernej hory. Smery štruktúr mezozoických jednotiek sa na hornádskom zlome nijako nemenia a zachovávajú priebeh SZ—JV ako v západnej, vyzdvihnutej kryhe. Pretože na hornádskom zlomovom systéme nenachádzame hranice vrchnokriedových príkrovov, možno z toho usudzovať, že tento zlomový systém v kriedovom štruktúrnom pláne územia nehral nijakú úlohu.



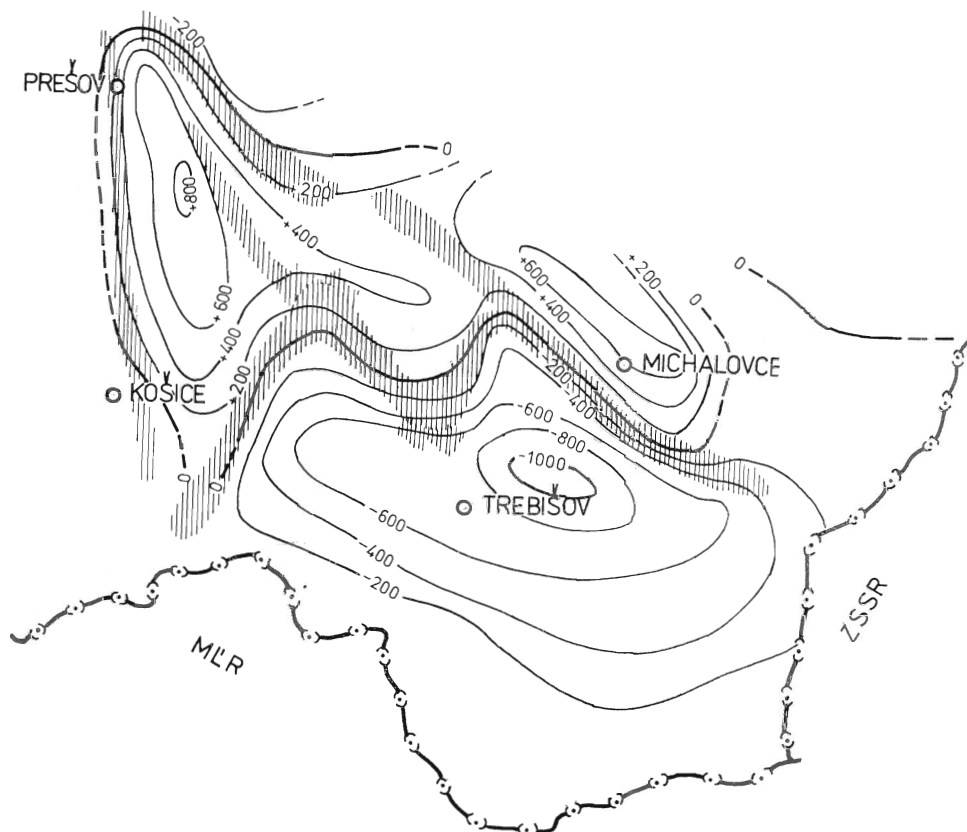
Obr. 1. Izokiny na hranici eggenburg—karpat

1 — izokiny v metroch, 2 — aktívne zlomy uvedeného obdobia

Fig. 1. Isokines on the Eggenburgian-Karpatian boundary

Explanation: 1 — isokines in metres, 2 — active faults of the period

Kinematickú úlohu priečných zlomov počas zaplňania a vyvrásnenia východoslovenskej časti centrálnokarpatského paleogénu možno spoľahlivo určiť podľa prác R. Marschalka (1968, 1975) a R. Marschalka — T. Kórába — (1975). Štruktúrna os flyšového žľabu lemuje pásмо centrálnych Západných Karpát jednotne z vonkajšej strany a jednotlivé litofácie sa vytvárali po celej dĺžke ulamovaním a pohlcovaním sialického substrátu centrálnych Karpát (okrem istej časti šambronsko-kamenickej zóny). Paleosmery transportu materiálu a tektonické deformácie nie sú na oboch stranách hornádskeho zlomového systému odlišné. Nemení sa tu ani šírka, litostratigrafická náplň a charakter deformácií pieninského bradlového pásma, ani sa neposúva, čo by poukazovalo na odlišnú mobilitu oboch blokov centrálnych Karpát oddelených hornádskeho zlomovým systémom. Pokračovanie štruktúrneho pásma šambronsko-kamenickej zóny za hornádskeho líniu smerom na JV je o. i. dokázateľné rovnakou asociáciou ťažkých minerálov tohto pásma (chrómspinelidy), odlišujúcich sa od prevažne granátovej asociácie marginálnych litofácií centrálnokarpatského paleogénu (I. Križáň, osobné oznámenie).



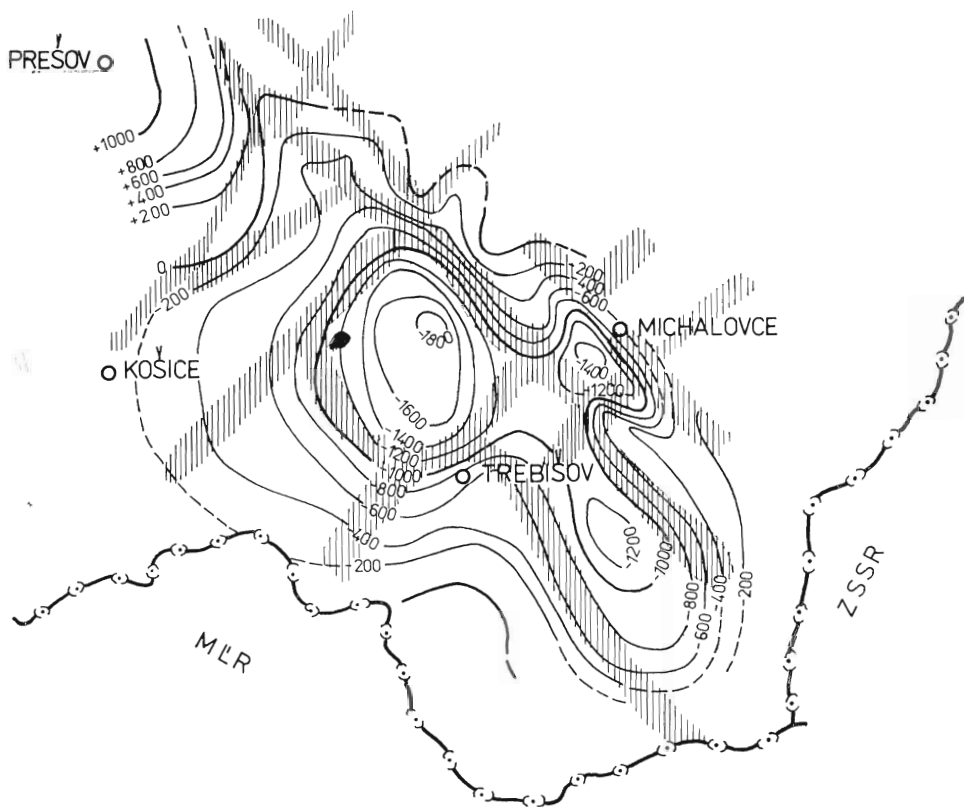
Obr. 2. Izokiny na hranici karpát — spodný až stredný baden
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 2. Isokines on the Karpatian — Lower to Middle Badenian boundary
Explanations as in Fig. 1

Vývoj východoslovenskej neogénnej molasy možno členiť na šesť hlavných období sedimentácie (eggenburg, karpát, spodný a stredný baden, vrchný baden a panón — pliocén), oddelených náhlymi a rozsiahlymi paleogeografickými zmenami (J. Slávik 1974, s. 55, a. i.).

O existencii synsedimentárnych zlomov v neogénnej molase sa zvyčajne usudzuje podľa faciálneho vývoja a nahustenia izopách sedimentov (J. Slávik 1974, R. Rudinec — J. Čverčko 1974). Aby lepšie vynikol charakter pohybov spôsobujúcich spomenuté náhle a rozsiahle paleogeografické zmeny, konštruovali sme z doterajších máp izopách hlavných sedimentačných období (J. Slávik 1974) východoslovenského neogénu mapy izokín vertikálnych pohybov vzťahujúce sa na pomer dvoch následných sedimentačných období podľa návrhu jedného z nás (I. V.). Hlavné sedimentačné obdobia pritom zahŕňajú po 2—4 mil. rokov.

Izokiny znázorňujú rozdiely mocností dvoch následných sedimentačných období oddelených paleogeografickou zmenou a odrážajú zmysel a veľkosť relatívnych pohybov mladšieho obdobia voči pohybom staršieho obdobia. Preto umožňujú aj dokumentovať pohyby na takých zlomoch, ktoré sa synsedimen-



Obr. 3. Izokiny na hranici spodný až stredný baden — vrchný baden

Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 3. Isokines on the Lower to Middle Badenian — Upper Badenian boundary

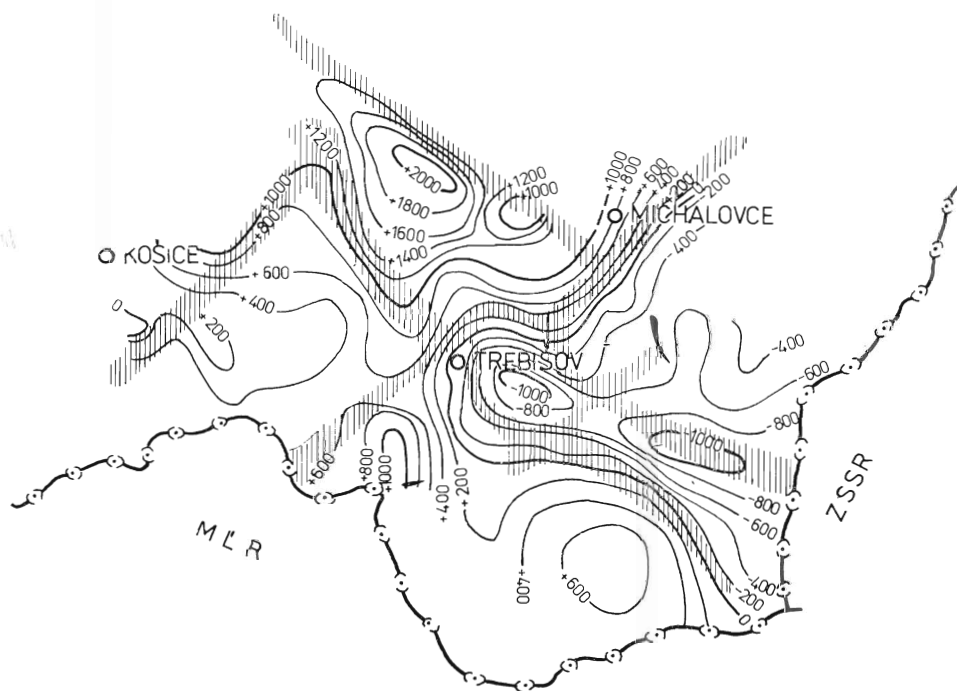
Explanations as in Fig. 1

tárne neprejavili a úplnejšie odrážajú kinematiku blokového rozpadu predneogénneho podložia panvy.

Nebudeme detailne interpretovať všetky pohyby, ktoré tieto izokiny odrážajú (obr. 1 až 5). Existenciu severojužných dislokácií v Košickej kotline dokumentujú len izokiny vzťahujúce sa na obdobie karpát — spodný a stredný baden, keď sa prejavila relatívna elevácia zhruba severojužného smeru pod severnou časťou Slanských vrchov, vyvolaná pravdepodobne elevačnými pohybmi mezozoika v strednom a spodnom badene (J. Slávik 1974). Nie je vylúčené, že sa na týchto pohyboch zúčastňovali už vulkanity dodávajúce andezitové valúny do kolčovského súvrstvia (J. Slávik et al. 1968).

Z hľadiska kinematiky blokového rozpadu substrátu neogénu si treba všimnúť smerovú orientáciu hlavných pozdĺžnych a priečných zlomov porušujúcich predneogénne podložie i výplň panvy. Sú znázornené na obr. 6, sumariujúcom výsledky získané z máp izokín. Blokový rozpad predneogénneho podložia určovala v priebehu miocénu kompresia vyvolaná vyvrásňovaním flyšových Karpát orientovaná kolmo na priebeh hlavných sedimentačných pásiem východoslovenskej neogénnej molasy. Doplnkový (ťahový) smer normálnych zlomov k tektonickému namáhaniu smeru JZ—SV musel byť súbežný s maxi-

PREŠOV

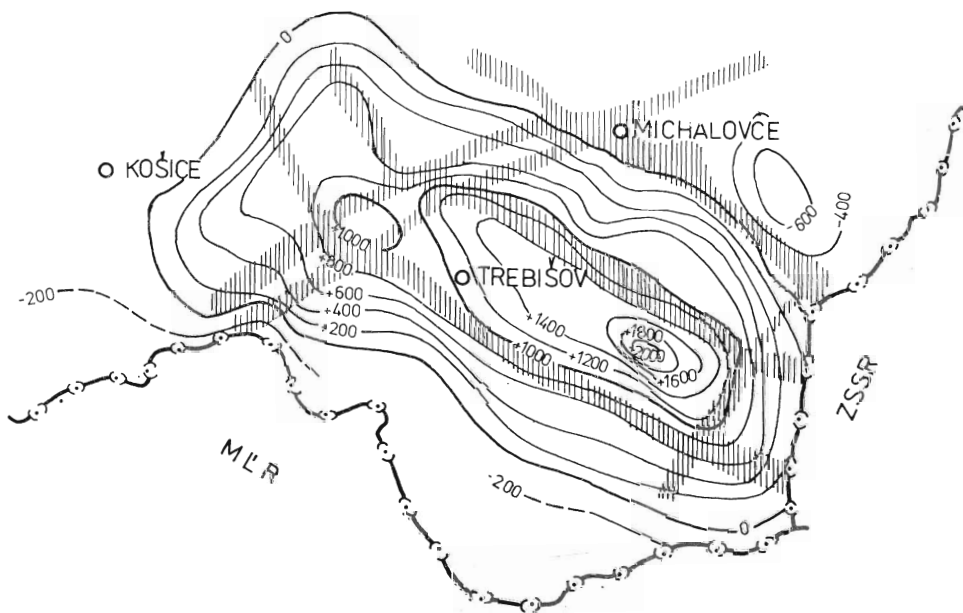


Obr. 4. Izokiny na hranici vrchný baden — sarmat
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 4. Isokines on the Upper Badenian — Sarmatian boundary
Explanations as in Fig. 1

málnou kompresiou, preto aj hlavné priečne zlomy musia mať orientáciu JZ—SV a úklon do centra depresie, t. j. na SZ uklonené na JV a na JV na SZ. Z tohto hľadiska severojužný smer hornádskeho zlomového systému je anomálny a tento systém nemohol vzniknúť ako dôsledok vyrovnávania tlaku smeru JZ—SV. Preto hornádske zlomové systémy nemôžu v neogénnej molase predstavovať ani okrajový zlom dlhotrvajúceho významu.

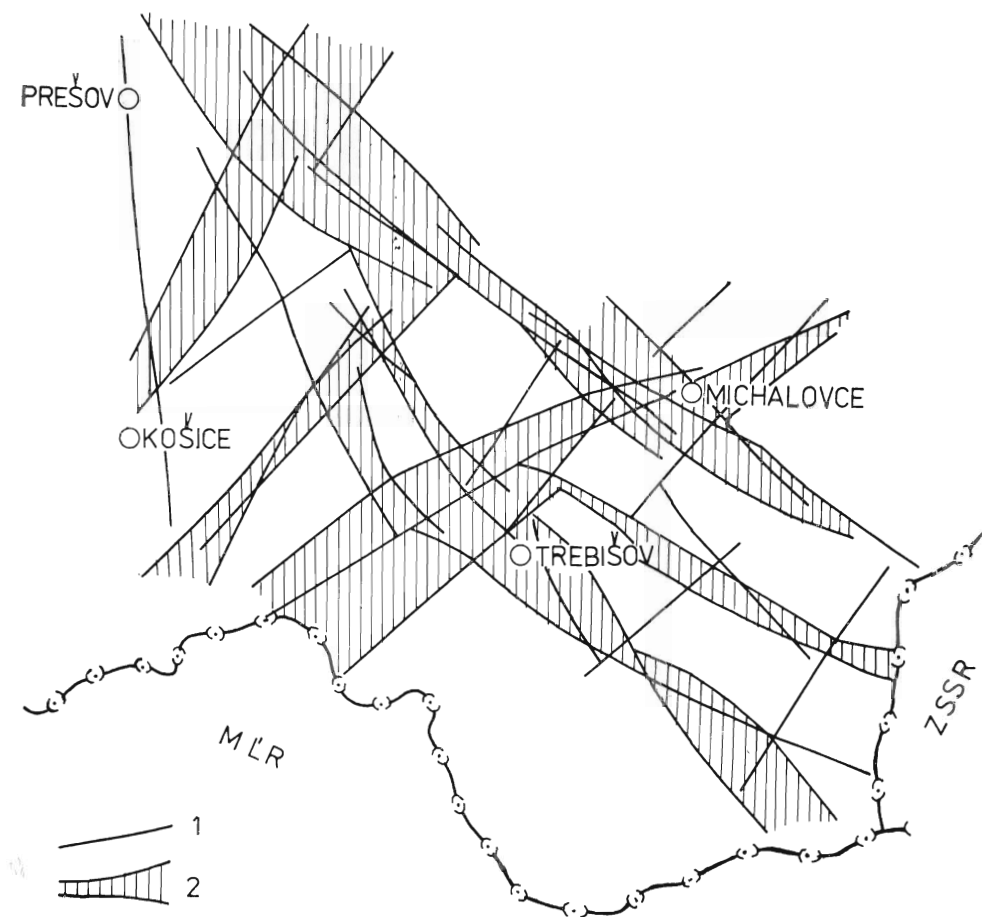
PREŠOV



Obr. 5. Izokiny na hranici sarmat — panón až pliocén
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 5. Isokines on the Sarmatian — Pannonian to Pliocene boundary
Explanations as in Fig. 1

Na vysvetlenie genézy severojužného normálneho zlomu (poklesu) v Košickej kotline sa núka predstava kompenzácie severojužného tlaku (doplnkového k prevládajúcej kompresii smeru JZ—SV), ktorý spôsoboval mobilný, ale cudzí segment predneogénneho podložja predstavovaný kryštálicko-paleozoickým a mezozoickým blokom zemplinského ostrova, mobilným na rozdiel od ostatných blokov v severnom smere. Pohyby tohto bloku (resp. jeho severovýchodného až severného výbežku) zrejme prispeli k vzniku severojužne orientovaných poklesových zlomov v Košickej kotline, ktoré predstavujú hornádske zlomové systémy. Dokázateľné pohyby pozdĺž tohto systému zlomov sú okrem spodného a stredného badenu až v najmladšom období.



Obr. 6. Hlavné mobilné pásma v neogéne východného Slovenska zostavené na podklade izokín

1 — zlomy, 2 — mobilné pásma

Fig. 6. Main mobile belts in the East Slovakian Neogene, as derived from the isokines

Explanations: 1 — faults, 2 — mobile belts

Hornádsky zlomový systém a magmatizmus Slanských vrchov

Hornádkemu zlomovému systému sa v minulosti pri vzniku vulkanických komplexov Slanských vrchov pripisovala veľká úloha. Detailné poznávanie vývoja a náplne vulkanických štruktúr spolu s geofyzikálnym prieskumom hlbších úrovní (M. Mořkovský 1964, J. Slávik et al. 1968, J. Slávik 1974) však postupne preukázali, že pre vulkanizmus Slanských vrchov nie je hornádsky zlomový systém priamym štruktúrnym vedením distribuujúcim vulkanické aparáty. Preukázalo sa (M. Mořkovský 1964), že os ma-

ximálnej depresie predneogénnych útvarov v podloží vulkanitov je západnejšie ako hlavné vulkanické masy. Preto sa postupne opustil náhľad o priamej úlohe hornádskeho zlomového systému a na základe geofyzikálnych údajov J. Slávik (1974) postuloval nový hlbinný zlomový systém, prebiehajúci v podstate pod centrálnymi oblasťami celých Slanských vrchov od Prešova na JJV až J, a nazýva ho prešovsko-slanskou líniou.

Podľa rádiometrických a paleomagnetických údajov neogénne vulkanity východného Slovenska vznikli prerušovane od spodného miocénu po stredný panón. Produkty vulkanickej činnosti v spodnom miocéne (eggenburg až spodný baden) majú veľké plošné rozšírenie a acidný charakter. Ich vulkanické centrá nie sú presne známe, ale podľa mocností produktov sa predpokladá, že boli situované v pozdĺžnych zónach maximálnej spodnomiocénnej mobility. Na genézu ryolitového vulkanizmu s vysokým stupňom explozitivy aplikoval J. Slávik (1974) model parciálneho tavenia hornín vnútri kóry.

Intermediárne produkty vulkanizmu sa na východnom Slovensku objavujú vo vrchnom badene (J. Slávik et al. 1976) a podľa chronologických údajov vulkanizmus pretrval do spodnej časti stredného panónu. Časť produktov intermediárneho vulkanizmu sa nachádza v okrajových zónach neogénnej molasy, pričom rozmiestnenie hlavných vulkanických aparátov (dnes už bežne geofyzikálne indikovaných aj intruzívnymi ekvivalentmi v subvulkanických úrovniach a čiastočne overených vrtmi) svedčí o ich vzniku na križovaní hlavných pozdĺžnych a priečných zlomových systémov (Zlatá Baňa, Makovica, Strechov, Bogota, centrálna časť Vihorlatu, pochované vulkány potiskej nížiny a asi aj ďalšie). Vznik a vývoj týchto vulkanických aparátov podmienila maximálna subsidenčná dynamika neogénnej molasy vo vrchnom badene a v sarmate, keď uvoľňovaním bočného stláčania nastali diferencované vertikálne pohyby vedúce k radiálnemu a pozdĺžnemu rozpadu územia. V miestach križovania hlavných zlomových systémov sa produkty magmatických rezervoárov dostali do pripovrchových úrovní vo forme rozsiahlych intruzívno-extruzívnych vulkanoplutonických aparátov. Tieto komplexné vulkanoplutonické aparáty sú na eleváciách podložia alebo na okrajoch elevácií vzniknutých ako dôsledok kompenzačných pohybov po vytvorení maximálnych depresí neogénnej molasy (čiastočne aj pod vplyvom intruzívnej činnosti v závere vulkanickej aktivity).

Produkty neogénneho vulkanizmu Slanských vrchov nie sú priamo štruktúrne späté s hornádsnym zlomovým systémom. Preukázalo sa, že sa vulkanické zóny viažu na hranice tektonických blokov s odlišnou mobilitou, t. j. na zlomové pásma oddeľujúce v danom období elevačné a depresné štruktúry (J. Slávik 1974, B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1974). J. Slávik na základe geofyzikálnych údajov predpokladá, že sa prírodné cesty vulkanitov Slanských vrchov nachádzajú na hlbinnom zlomovom systéme na rozhraní slovenského bloku a zemplinika (J. Slávik 1976), interpretovanom novšie ako rozhranie kriedových štruktúr gemeríd a Čiernej hory s externejšími jednotkami (D. Ďurica 1976, s. 9). Funkcia takého hlbinného zlomu sa však vo vývoji neogénnej molasy nedá preukázať.

Pri lokalizácii vulkanických centier Slanských vrchov zohrali úlohu viaceré zlomy, najmä miesta ich križovania.

Zlatobanský vulkanoplutonický aparát vznikol na križovaní línie smeru JZ—SV (je zrejme pokračovaním línie Darnó) a mobilného pásma, ktorého priebeh v neogéne vyznačuje močarmiansko-topliansky zlomový systém

(M. Mořkovský 1971). Vulkanoplutonický aparát Makoviec je na križovaní myšliansko-herlianskeho zlomového pásma (smeru JZ—SV až JJZ—SSV) s trhovištským zlomovým systémom. Oba doteraz uvedené aparáty sa v podstate nachádzajú na križovaní dvoch veľkých zlomových pásiem.

Vulkanoplutonický aparát Strechov je na križovaní zlomového systému smeru JZ—SV, paralelného s vrbnickým systémom, a trebišovského systému zlomov. Podobne mohutný vulkanoplutonický aparát Bogoty sa jasne črtá na križovaní vrbnického zlomového systému (jeho severozápadného okraja) so zlomovým trebišovským pásmom (čelovský, plechotický, kožuchovský a klečnovský zlom). Oba posledné aparáty sú aj na križovaní dvoch širších zlomových pásiem, a to vrbnického systému, predstavujúceho pokračovanie zlomového pásma v podloží Maďarskej nížiny (lína Záhreb — Kulcs, Gy. Wein 1969), a trebišovského zlomového pásma, a vytvárajú severovýchodné obmedzenie zemplínskeho ostrova. Tento systém zlomov možno korelovať o. i. aj s hypotetickou samoškou líniou alebo juhozápadným okrajom čopsko-berehovskej elevácie. Z uvedeného vychodí, že pokračovaním balatonskej línie (E. Vádasz 1960) je línia Darnó a trebišovský systém zlomov možno stotožniť s peripanónskym lineamentom sovietskych autorov.

Vulkanoplutonický aparát centrálnej časti Vihorlatu sa potom nachádza na križovaní vrbnického systému zlomov s pozdĺžnymi zlomami sprevádzajúcimi bradlové pásmo (perečinský zlom).

Pochované vulkanické aparáty juhovýchodnej časti východoslovenského neogénu predstavujú priame pokračovanie čopsko-berehovského vulkanického pásma a ich lokalizácia na križovaní zlomov je pravdepodobná.

Samostatnú skupinu vulkanických aparátov, značne odlišných vo vývoji jednotlivých členov od predchádzajúcich, predstavujú vulkanity Tokajských vrchov presahujúce na naše územie v skupine V. Miliča. Sem priradujeme vulkanity zemplínskeho ostrova a prejavy kyslého vulkanizmu siahajúce pozdĺž vrbnického zlomového systému až do okolia Michaloviec (Lesné, Hrádok). Pre ne je charakteristický veľký podiel kyslých vulkanitov a objavenie sa pyroxenických andezitov až v závere aktivity.

Z doteraz uvedených zákonitostí distribúcie vulkanických aparátov vyplýva, že ich určujú systémy zlomov smerovo koincidujúce s hlavnými pásmami diskontinuit na rozhraní orogénneho pásma centrálnych Karpát a maďarského medzihorského segmentu, ktorý na našom území reprezentuje zemplínsky ostrov ako jeho severovýchodný okraj. Distribúcia vulkanických centier Slanských vrchov, Vihorlatu i pochovaných vulkánov potiskej nížiny vyznačuje pokračovanie hlavných línií smeru JZ—SV (Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín) do miest ich križovania s priečnymi systémami zlomov (prechádzajúcimi do oblasti východného Slovenska ako pokračovanie hlavných diskontinuit z Východných Karpát, ktoré sú paralelné s hlavnými štruktúrami bradlového pásma a flyša — P. Grecula — I. Varga, v tlači).

Naopak, vulkanické aparáty na JV od vrbnického systému zlomov sú na križovaní pozdĺžnych, východokarpatských zlomov s priečnymi systémami smeru JZ—SV. Samostatnú skupinu vulkanitov tvoria Tokajské vrchy a zemplínsky ostrov, vyvíjajúce sa na substráte medzihorského segmentu s osobitosťami, ktorými sa tieto aparáty od ostatnej časti Slanských vrchov odlišujú.

Uvedené argumenty sú dostatočné na uzáver, že hornádske zlomové systémy nemali pri distribúcii a vývoji neogénneho vulkanizmu Slanských vrchov

a ostatnej časti východného Slovenska nijakú úlohu. Túto úlohu nepreberá ani hlbinný zlom Prešovsko-slanských hôr.

Hornádsky zlomový systém a metalogenetická rajonizácia východného Slovenska

Doterajšie poznatky o metalogenetickom vývoji územia v okolí hornádskeho zlomového systému umožňujú posúdiť len rudné produkty späté s neogénnou vulkanickou aktivitou. Predchádzajúce metalogenetické cykly tu doteraz nie sú preukázateľné. Výnimkou sú indície zrudnenia v Čiernej hore, predstavujúce okrajovú časť západokarpatského metalogenetického regiónu, a prejavy polymetalickej mineralizácie v paleozoických útvaroch zemplínskeho ostrova s neznámou genetickou príslušnosťou. Preto pri metalogenetickej rajonizácii vychádzame len z poznatkov o zrudnení späťom s neovulkanitmi.

Rudný rajón Slanských vrchov možno charakterizovať asociáciou prvkov Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, As, Ag (Au). Primárna mineralizácia je najznámejšia v oblasti zlatobanského vulkanoplutonického aparátu. Podľa nových výsledkov prieskumu predstavuje ložisko Zlatá Baňa typ viažúci sa na malé intrúzie a hypaby-sálne telesá vnútri vulkanoplutonického komplexu. Pôvod rudonosných roztokov možno spájať s vrchnými úrovňami magmatického krbu s diferenciátmi oddelenými v záverečných fázach vývoja. Charakteristická je skarnová mineralizácia (pyrit — pyrotín — chalkopyrit — sfalerit), hydrotermálno-metasomatická etapa (pyrit — sfalerit — galenit — chalkopyrit — pyrotín v žilnikovo-impregnačných telesách), hydrotermálno-žilná etapa s vývojom žíl a impregnácií (pyrit — sfalerit — galenit — chalkopyrit — antimonit — rumelka — realgár — auripigment) a záverečné impregnačné rudy Hg, Sb a As (Dubník). Výnimočné je postavenie nízkotermálnej opálovej mineralizácie na Dubníku. Doterajšie geologické a geofyzikálne údaje hovoria o pravdepodobnej prítomnosti podobného zrudnenia aj v ostatných vulkanoplutonických aparátoch Slanských vrchov.

Rudný rajón Vihorlatu charakterizuje okrem polymetalickej a ortuťovej mineralizácie prítomnosť sekundárnych kvarcitov (Z. Bacsó 1971) a metasomatitov Al s anadaluzitom, korundom, topásom a fluoritom, ako aj zvláštne indície rúd Bi, Mo a Sn. Takáto mineralizácia je typická pre celé Vihorlat-sko-gutinské pásmo (E. A. Lazarenko et al. 1968, 1974, V. I. Skaržinskij — V. V. Naumenko 1974).

V rudnom rajóne Tokajských vrchov je veľmi typická silná draselná metasomatóza rozmanitých vulkanitov. Charakteristická je vzácnokovová a polymetalická rudná asociácia aj veľké množstvá hydrotermálneho barytu, predstavujúce podľa V. Székelyovej-Fuxovej (1970) zvláštnosť v celom karpatskom oblúku. S. Koch — G. Pantó (1969) spájajú takýto charakter mineralizácie s orogénne neovplyvnenou časťou vulkanického oblúka s paralelami z oblastí Rošia Montana, Berehovo—Begaň a azda aj Kremnica.

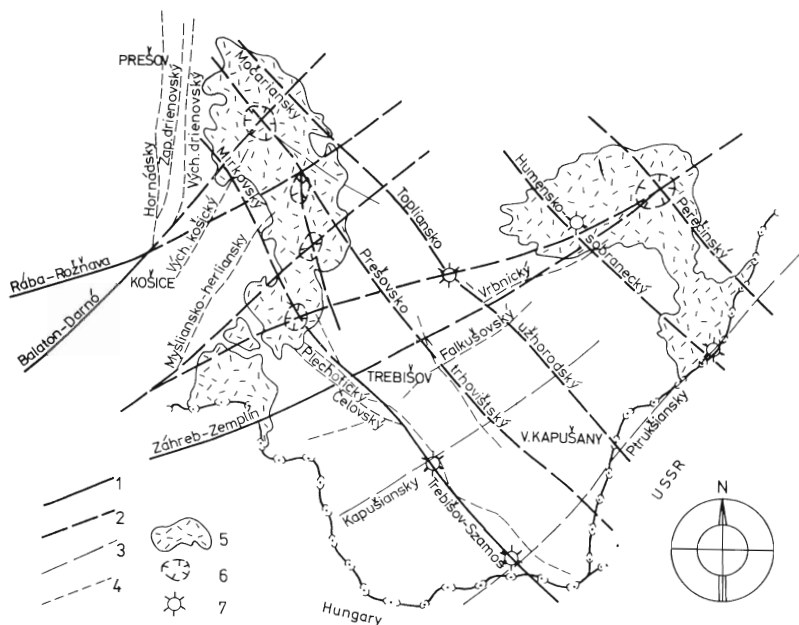
Ako vyplýva z uvedeného, mineralizácia Slanských vrchov sa od mineralizácie Vihorlatu odlišuje. Spôsobuje to prítomnosť alumometasomatitov na rade výskytov v pásme Vihorlat—Gutin a úplný vývoj polymetalickej mineralizácie Slanských vrchov, kde je okrem toho prítomná antimónová formácia a mineralizácia drahého opálu, neznáme vo Vihorlate. Spoločná je len ortuťnatá formácia, presahujúca hranice oboch porovnávaných rajónov. Endogénna mine-

realizácia Slanských vrchov (asociáciami prvkov a doteraz známymi štruktúrno-genetickými typmi) je v úzkom genetickom a štruktúrnym príbuzenskom vzťahu s ostatnými rudnými rajónmi neovulkanitov centrálnych Západných Karpát (Banská Štiavnica). Najnovšie výsledky nevycludujú ani také typy mineralizácie, ktoré možno paralelizovať s ložiskovou oblasťou Recsk v Maďarsku, čo by zodpovedalo ich lokalizácii na spoločnej veľkej tektonickej zóne (Balaton—Darnó). Na rozdiel od predchádzajúcich mineralizácia vo Vihorlate má úzke štruktúrno-genetické vzťahy s ostatnými časťami Vihorlatsko-gutinského pásma v Zakarpatskej Ukrajine. Rudnému rajónu Tokajských vrchov zodpovedajú u nás indicie barytu a polymetálov v zemplínskom ostrove a v okolí V. Miliča.

Z uvedeného rezultuje, že hornádske zlomové systémy nemá v distribúcii zrudnenia v neogéne hraničnú úlohu. Takú úlohu majú ostatné zlomové systémy, najmä vrbnický.

Vzťah hornádskeho zlomového systému a hlbinných zlomov

Pri tektonickej analýze alpsko-karpatského pásma sa hornádske zlomové systémy niekedy zaraďoval do kategórie hlbinných zlomov dlhotrvajúceho vý-



Obr. 7. Schéma hlavných zlomov neogénu východného Slovenska
1 — hlavné pásma diskontinuit, 2 — prekopírované smery hlavných pásiem diskontinuit v terciéri, 3 — zlomy I. radu, 4 — zlomy II. radu, 5 — hranica rozšírenia neovulkanitov, 6 — centrálne zóny vulkanoplutonických aparátov, 7 — vulkanické centrá.

Fig. 7. Sketch of main faults in the East Slovakian Neogene.
Explanations: 1 — main discontinuity belts, 2 — overprinted discontinuities in the Neogene, 3 — faults of 1st order, 4 — faults of 2nd order, 5 — limits of neovolcanite areas, 6 — central zones of neovolcanic edifices, 7 — volcanic centers.

znamu (T. Szalai 1957, B. Leško — J. Slávik 1969, Gy. Wein 1969, B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1974, H. W. Flügel 1975) prejavujúci sa v istých intervaloch ako severovýchodné pokračovanie, príp. virgácia balatonskej línie, darnóvskej línie alebo línie Záhreb—Kulcs. Podľa predchádzajúcej analýzy jeho významu v litologickom a faciálnom vývoji, v tektonických deformáciách a v zrudnení okolitých komplexov možno konštatovať, že hornádska línia ako hlbinný zlom neexistuje. Argumentácia z predchádzajúcej časti práce je dostatočná na to, aby sa funkcie pripisované hornádskej línii vysvetlili pohybmi na ostatných zlomových pásmach oddeľujúcich jednotlivé segmenty tejto časti Karpát. Tieto segmenty centrálnych Karpát oddeľuje margecianska línia, línia Darnó v pokračovaní balatonskej línie, vrbnický zlomový systém v pokračovaní línie Záhreb—Zemplín a pripánónsky hlbinný zlom sovietskych autorov, ktorý vo východoslovenskom neogéne vyznačuje pásmo trebišovských zlomov.

Systém hornádskeho zlomu v Košickej kotline predstavuje sústavu niekoľkých paralelných až subparalelných zlomov približne severojužného smeru s úklonmi na východ, ktoré boli založené pravdepodobne už v spodnom badene, ale sa prejavili až v sedimentoch vrchného badenu (kolčovské súvrstvie). Sústava hornádskeho zlomu vytvára stupňovité poklesávanie východnej časti centrálnozákarpatských jednotiek do podložia východoslovenskej neogénnej molasy. Nemá vplyv na distribúciu vulkanickej činnosti. Úlohu hornádskeho zlomového systému nepreberá ani hlbinný zlom Slanských vrchov. Pretože podľa doterajšej argumentácie hornádskeho zlomového systému nemá hĺbkový dosah, neporušuje ani zemskú kôru v celej hĺbke. Zmeny v mocnosti kôry, ktoré sa lokalizovali na jej priebeh (alebo na hlbinný zlom Slanských vrchov), možno očakávať na balatonsko-darnóvskej a záhrebsko-zemplínskej sústave zlomov, príp. na peripánónskom zlome. Hornádska línia ako hlbinný zlom neexistuje.

Doručené 30. 8. 1977

Odporučil L. Rozložník

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. Praha.
- Andrusov, D. 1943: Geológia a výskyt nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda I, Bratislava, Slov. akad. vied a umení, s. 11—79.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpathen, Bratislava, NSAV, 188 S.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes Occidentales. General proceedings of the 10th Congress, CBGA, Bratislava, p. 95—108.
- Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. Mineralia slov., 3, 11, s. 247—250.
- Bojko, A. K. 1970: Dverchnepaleozojskij kompleks sz. okončeniya marmoroškogo massiva. Lvov, Izd. Lvov. Universiteta. 244 s.
- Bojko, A. K. 1975a: Voprosy drevnej geologičeskoj istorii Vostočnych i Zapadnych Karpat i radiometričeskoje datirovanije. Kijev, Izdat. Naukova dumka, 42 s.
- Bojko, A. K. 1975b: Osobenosti strojenija i razvitija Radomyrskoj šovnoj zony Vostočnych Karpat. Proceedings of the 10th Congress of the CBGA, Sec. III., Tectonics, Bratislava, s. 59—66.
- Buday, T. et al. 1960: Tektonický vývoj Československa. Praha, ČSAV, 249 s.

- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, Sv. 2. Praha, CSAV. 615 s.
- Čverčko, J. 1968: Výsledky naftovo-geolog. prieskumu neogénu Prešovsko-košickej kotliny so zreteľom na prieskum živíc. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Čverčko, J. 1970: Výročná správa plytkého a stredne hlbokého štrukt. prieskumu v Košickej kotline. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Čverčko, J. 1974: Poznámky k dobe vzniku a aktivite, ako aj k ďalším niektorým znakom zlomov vo východoslovenskom neogéne. Zemný plyn a nafta, 19, 2, s. 97—110.
- Đurica, D. 1976: Geológia potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kand. diz. práca.] Manuskript — Nafta Michalovce, 172 s.
- Flügel, H. W. 1975: Einige Probleme des Variszikum von Neo-Europa. Geol. Rundschau, 64/1, S. 1—62.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, I. — Slávik, J. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 7—173.
- Grecula, P. — Varga, I. 1977: Main discontinuity belts on the inner side of Carpathians. Materials of the XIth Congress, CBGA, Kijev, Tectonics, in press.
- Grecula, P. — Együd, K. 1977: Patrí zemplínsky ostrov k Záp. Karpatom? Min. slov. 9, s.
- Janáček, J. 1958: Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslovenského neogénu. Věstník ÚÚG, 33, 5 (Praha).
- Janáček, J. 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52 (Bratislava), s. 73—185.
- Janáček, J. 1967: Poznámky ke stratigrafii a paleografii miocénu a pliocénu Košické kotliny. Geol. práce, Spr. 41 (Bratislava), s. 107—117.
- Janáček, J. — Čverčko, J. — Zapletalová, I. (1975): Nová zjištění o stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotlině s poznámkami k problémům výzkumu živíc. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 151—183.
- Lazarenko, E. A. — Gnیلko, M. F. — Zajceva, V. N. (1938): Metallogenija Zakarpatija. Lvov, Izd. Lvov. Univ.
- Lazarenko, E. A. 1974: Vtoričnyje kvarcity Zakarpatija, ich rudonosnosť i genezis. Bulletin du VI. Congrès de l'association Géologique Carpat—Balkanique, Volume VI (Warsava), s. 727—736.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpathes occidentales et les Karpathes orientales. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 18, 1, s. 169—172.
- Koch, S. — Pantó, G. 1970: Alpidisch—postmagmatische Mineralisationen Ungarns, ihre genetischen und paragenetischen Merkmale. Acta geol. Acad. Sci. Hung., Budapest, 14, S. 161—178.
- Maheľ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západné Karpaty. Sv. 1. Praha, Ústř. ústav geol., 496 s.
- Maheľ, M. 1969: Zlomý a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. práce, Spr. 47, s. 7—30.
- Maheľ, M. 1971a: Humenské pohorie vo svetle niekoľkých nových stratigrafických poznatkov. Mineralia slov. 3, 11, s. 243—245.
- Maheľ, M. 1971b: K zlomovej tektonike Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 57, s. 161—173.
- Maheľ, M. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava 453 s.
- Maheľ, M. 1975: Rázlomý ve vnutrennych Karpatach. Proceedings of the 10th Congress CBGA, Sec. III, Tectonics, Bratislava, p. 240—254.
- Marschalko, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of central West Carpathians. Geol. zbor. Geologica Carpath. (Bratislava), 19, s. 69—94.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku. Náuka o zemi, ser. geol., 3, 10, Veda, Bratislava. 148 s.
- Marschalko, R. — Koráb, T. 1975: Postavenie východoslovenského flyša v karpatskom oblúku. Mineralia slov. 7, 3, s. 53—80.
- Matějka, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zborov — Košice. Bratislava, 254 s.

- Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1974: Problemy tektoniky i magmatizma glubinných razlomov. Lvov, Izd. Lvov. Universiteta. 173 s.
- Mořkovský, M. 1964: Předběžná zpráva o geologických výsledcích geofyzikálního průzkumu v Košické kotlině. Spr. o geol. výsk. v r. 1964, Bratislava, s. 114—115.
- Mořkovský, M. 1971: Geneze a funkce močarmanského zlomového pásma a jeho význam pro akumulace živíc ve východní části východoslovenské neogénní pánve. Zb. geol. vied, rad ZK, 14, s. 33—65.
- Roth, Z. 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and on the tectonic termination of large nappe systems. Věstník ÚUG, 44, 3, s. 195—199.
- Rudakov, S. G. 1971: Stratigrafija domezozojskich obrazovaniy marmaroškogo massiva Vostočnych Karpat. Vestnik Moskov. Univ., 2, s. 29—41.
- Rudinec, R. 1969: Poznámky k podložíu východoslovenskej neogénnej panvy. Geol. práce, Spr. 50 (Bratislava).
- Rudinec, R. 1973: Vzťah neogénnej výplne a predneogénneho podložia v centrálnej a severnej časti Košicko-prešovskej kotliny. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Rudinec, R. 1976: Teplotné a tlakové pomery vo východ. neog. panve vo vzťahu k ostatným depresiám Západných Karpát a ich význam pre geol. prax. [Kand. diz. práca.] Manuskript — Michalovce. 79 s.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. práce, Spr. 53 (Bratislava), s. 145—157.
- Rudinec, R. — Čverčko, J. 1974: Vysvetlivky k súboru štruktúrno-geologických máp východoslovenského neogénu. Manuskript — Nafta, Michalovce. 121 s.
- Săndulescu, M. 1975: Essai de synthèse structurale des Carpathes. Bull. Soc. géol. France (Paris), 7, 17, p. 299—358.
- Săndulescu, M. — Bercia, I. (1974): The East Carpathians: the crystalline — Mesozoic zone. In: M. Mahel et al. 1974, Tectonics of the Carpathian Balcan regions. Bratislava, s. 240—253.
- Semenenko, N. P. — Tkačuk, L. G. — Zajdis, B. B. — Demidenko, S. G. — Kotlovskaja, F. I. 1969: Itogi issledovanij vypolnennych v Sovjetskom Sojuze po absolutnoj geochronologii geologičeskich formacij Ukrajinskich Karpat i sopredelnych territorij. Acta geol. Acad. Sci. Hung., 13, s. 359—382.
- Seneš, J. 1955: Výsledky geol. výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na záp. úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Spr. 4 (Bratislava), s. 32—52.
- Seneš, J. — Švagrovský, J. 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, Zoš. 4 (Bratislava), s. 217—281.
- Sergejeva, L. A. 1975: Vozmožnost rasčlenenija metamorfizovannyh porod paleozoja jadra Vostočnych Karpat (po palinologičeskim dannym). Proceedings of the 10th Congress CBGA, Sec. I. Stratigraphy and Paleontology, Bratislava, p. 199—204.
- Skaržinskij, V. I. — Naumenko, V. V. 1974: Rudnyje formacii orogennogo etapa gercinid Donbassa i Alpid Sovjetskich Karpat. CBGA, Proceedings of the 10th Congress, Sec. 7, Bratislava, p. 175—178.
- Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Dizertačná práca DrSc.] Manuskript — Bratislava. 341 s.
- Slávik, J. 1976: Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. 65 (Bratislava), s. 7—19.
- Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geol. práce, Spr. 44—45 (Bratislava), s. 215—239.
- Slávik, J. — Bagdasarian, G. P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. (1976): Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. Mineralia slov., 8, s. 319—334.
- Slavin, V. I. — Chain, V. E. — Rudakov, S. G. 1975: O položenii zony Marmarošskych utesov i Marmaroškogo massiva v pokrovno-skladčatom sooruzenii Karpat. Proceedings of the 10th Congress CBGA, sec. III. Tectonics, Bratislava, p. 291—297.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Mineralia slov., 8, 5, s. 395—406.

- Stegena, L. — Géczy, B. — Horváth, F. 1975: A Pannon-medence késő-kainozoós fejlődése. *Földtani Közl.*, Budapest, 105/2, s. 101—123.
- Szalai, T. 1957: Die Tektonik des südöstlichen Randes der Westkarpathen und das Meer der oberkarbon — norischen Vortiefe. *Földt. Közlöny*, Budapest, 99/1, S. 37—46.
- Széky-Fux, V. 1970: Petro and metallogenetic problems of Carpathian post-magmatic ore mineralisation. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, Budapest, 14, p. 223—242.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. *Mineralia slov.*, 7, 3, s. 81—104.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. der. k. Akad. Wiss.* — Leipzig.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. der. k. Akad. Wiss.* — Mat. — Nat. Wien, KL. 116, 1.
- Vadász, E. 1960: Magyarország földtana. Budapest, Akadémia. 646 s.
- Vass, D. 1976: Molassové panvy a globálno-tektonický model Karpát. Materiály konferencie Čs. geológia a globálna tektonika. Smolenice — Bratislava, s. 111—117.
- Vjalov, O. S. 1975: Uspechi izučeniija tektoniki Karpat. *Proceedings of the 10th Congress CBGA, Sec. III, Tektonics*, Bratislava, p. 314—325.
- Voitești, I. P. 1921: Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. *Extrait de la revue, Annales des Mines de Roumanie*, IV-e ann., № 8—9, Bucuresti, 73 p.
- Wein, G. 1969: Tectonic review of the Neogene — covered areas of Hungary. *Acta geol. Acad. Scien. Hung.*, 13, s. 399—436.
- Zlatogurskaja, I. P. et al. 1976: Geológia a metalogenéza severozápadnej časti marmaroškého masívu. *Mineralia slov.*, 8, 5, s. 419—429.
- Zoubek, V. 1957: Hranice gemeríd s veporidami. *Geol. práce*, Zoš. 46 (Bratislava), s. 38—50.
- Žukov, F. I. — Janev, S. N. 1921: Karpato-balkanskaja oblast v permskom periode. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 15, Budapest, p. 323—332.

The Hornád fault system and its problems

PAVOL GRECULA — MICHAL KALIČIAK — IMRICH VARGA

Accomplished geologic research in the area of Eastern Slovakia deemed advisable to deal with problems concerning the Hornád line (V. Uhlig 1907). The importance of this structural feature in the Carpathian geological evolution has been judged yet in unsatisfactory manner. Several new data proved the necessity of a new analytical approach, what is the task of this paper.

The notion of the Hornád line has been introduced into the geological literature by V. Uhlig (1907), who characterised it as eastern limit of inner tectonic units of the West Carpathian Mts.

First announce on the Hornád line in Slovak geological literature was made by D. Andrusov (1938, 1943). According to him the line represents a huge fault along the Torysa valley, cutting members of the Upper Miocene (viz. „Tortonian“). He supposed to deduce its origin from small orogenic movements resulting in slight folding accompanied by considerable faulting in the Middle Miocene (between the „Helvetian“ and „Tortonian“) renewed in feeblar manner on the beginnig of the Pliocene (D. Andrusov 1943, p. 42—43).

Characterising basic features of the geological structure between West and East Carpathians, B. Leško — J. Slávik (1969) attributed decisive bordering significance to main transversal faults. According to them, the Hornád fault (in mentioned sense) borders the Slovak block with typical West Carpathian facia developments. They argued with particular development of the Zemplín horst (which may be not parallelised with Tatríde crystalline) and deduced that the Hornád line to-

gether with the Vihorlát line (running in SSW—NNE direction) were borders of the West and East Carpathians, respectively. Therefore the area inbetween these faults has common evolutionary features of both areas (l. c., p. 169—172). In concordance with previous views M. Maheľ (1969, p. 21) stated that the morphotectonically pronounced Hornád fault zone separates two considerably different block edifices: the central Carpathian segment from the more eastern one which bears another type of the Palaeozoic (extra-Carpathian Carboniferous) and has simpler Mesozoic structures.

Later researches in the Humenné Mesozoic belt (M. Maheľ 1971a, p. 245) proved that this structure represents in all probability extreme parts of the Carpathian geosyncline in which facial diversity manifested only in shorter periods during the Mesozoic.

Researches in the East Slovakian Neogene as interpreted in the collection of general geological maps did not clear entirely the role of the Hornád fault system neither. According to T. Buday — I. Čícha (in T. Buday et al. 1967, p. 453) the Hornád line as a significant element conditioned the western limit of the East Slovakian basin. The basin itself lies over elder units corresponding to central Carpathian ones or to their prolongation.

Meanwhile new results of the East Slovakian Neogene accurred the role of N—S faults in the Košice basin (J. Janáček 1959, 1967, J. Čverčko 1968, R. Rudíneć 1969, 1976, J. Slávik 1974, D. Ďurica 1976, a. o.). Despite of these results,¹ premises over deep reach, old foundation and long existence of the Hornád fault system — although in less pronounced form — persisted.

So M. Maheľ (1975, p. 243) states that faults of the Middle and Eastern Slovakian transversal throughs reach considerable depths and manifestations of late geosynclinal volcanism in Middle Slovakia and in the Prešov—Tokaj Mts. are connected with them. The Hornád line according to him, influences structures of the flysch belt, too (Žiwiec window).

The role of the Hornád fault system in the Carpathian development

Pre-Mesozoic units

The immediate neighbourhood of the Hornád fault system yields presently only scarce data for the comparison of Pre-Mesozoic units (especially its eastern side). Paleontological proves are poor as well. More comprehensively studied areas in broader vicinity (e. g. Palaeozoic of the Zemplín Inselberg, Pre-Mesozoic units of the West Carpathians and that of the Marmarosh massif) may only furnish a comparison base. Data from these areas may be completed with sporadic results obtained from the basement by hydrocarbon exploration in the Neogene.

Attempts were so far made in searching for similarity between Pre-Mesozoic units of the East Carpathians with those of the inner West Carpathian units (K. A. Bojko 1970, S. G. Rudakov 1971, V. G. Sviridenko 1976, I. P. Zlatogurskaya et al. 1976 a. o.). According to cited Soviet authors Pre-Mesozoic units of the Marmarosh massif and those of the Chivčin Mts. are obviously similar to the Lower Palaeozoic and crystalline developments of the West Carpathians and problems of their stratigraphical range are similar. Evidently lesser amount of granitoids in the Marmarosh massif should be a secondary phenomenon, as Pre-Mesozoic units in continuation of this structural zone in Roumania contain big granitoid masses (M. Săndulescu — I. Bercia in M. Maheľ et al. 1974, p. 241).

The crystalline and Mesozoic of the inner West Carpathians surely continues through the Hornád fault system into the basement of the East Slovakian Neogene.

Mesozoic rocks, Upper Palaeozoic and crystalline of the Čierna hora Mts. were reached in the Kecerovské Pekľany borehole below the Neogene (R. Rudinec in J. Tózsér — R. Rudinec 1975, p. 95). Analogous Mesozoic development reached boreholes in several parts of the Košice basin (R. Rudinec — J. Slávik 1970), a fact which allows suppose similar Upper Palaeozoic and crystalline in these areas, too. Chloritic — graphitic slates, sericitic — chloritic slates and chloritic slates represent probably Lower Palaeozoic in the East Slovakian Neogene basement reached by Rebrin 1 borehole. These may be correlated with profiles Pozdišovce 1, Iňačovce 1 and 2, as well as with Vysoká 1 borehole profile ranged by D. Ďurica (1976) into the Iňačovce—Pozdišovce block of the Sečovce—Iňačovce—Užgorod elevation. Similar rocks were uncovered by Ptrukša 22 borehole as well, where they belong already into the Kapušany depression belt. Even the so far proceeded sporadic data from uncovered profiles allow lithological correlation with the Lower Palaeozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and the Marmarosh massif as well, disregarding different geotectonical position of both areas.

Upper Palaeozoic of the Marmarosh massif is represented by molasse sediments of the Carboniferous (terrigenous development with coal traces — A. K. Bojko 1975, p. 62), variegated continental Permian (A. K. Bojko, l. c., F. I. Zhukov 1971) grouped into basal conglomerates, breccias, sandy siltstones, volcanogenic sediments (tuffs and laval tuffs of acidic supercrustal volcanoes) and siltstones with small gypsum lenses. Higher up are quartzites of the Lower Triassic. The age of the Permian is proved by palynology (L. A. Sergeeva 1975). In consequence of these facts a great similarity of the Permian with developments in the inner West Carpathians may be stated.

Up to date correlations set aside Upper Palaeozoic of the Zemplín Inselberg as its analogies are in units of the Pannonian intermountain basin (Mecsek Mts.) and not in the inner Carpathians (P. Grecula — K. Együd 1977).

Mesozoic units

Mesozoic developments are facially relative on both sides of the Hornád fault system, a fact which allows presume palaeogeographical connection between areas presently divided by this system of faults. It was ascertained that Mesozoic of the Čierna hora Mts. envelope continues eastwards as proved in the Kecerovské Pekľany 1 and Ďurkov 1, 2 boreholes cutting carbonatic members of the Middle and probably also that of the Upper Triassic. This statement is in accordance with previous views of R. Rudinec — J. Slávik (1970).

Paleogene

New results proved continuation of the inner Carpathian Paleogene development over Hornád fault system to the southeast. Different extent and volume of Paleogene members below the Neogene was more likely caused by Pre-Neogene denudation and therefore palaeogeographical changes should be not supposed on the Hornád fault system. This view is in good agreement with R. Marschalko's results (1975, p. 30) concerning palaeotransport directions and material deposition in the Šambron—Kamenica zone of the flysch, as well as with his reconstructed source area locations.

According to R. Marschalko — T. Koráb (1975) palaeotransport directions in the outer flysch belt of the Carpathians crossed the course of the Hornád fault zone (or its presumed northern continuation) supplying material from source areas lying southeasterly. This fact allows presume unexistence of the Hornád fault system during Paleogene sedimentation.

The East Slovakian Neogene basin represents an intermontan longitudinal depression with complicated graben structure (T. Buday et al. 1967). Sedimentation area of the Neogene was formed synchronously with folding phases of the outer Carpathian flysch belt. Newly (L. Stegena et al. 1975) mantle diapirism is supposed to act during the Neogene as driving force for basinal development (see also D. Vass 1976).

Resuming relevant newer literature we may state, that the Hornád fault system acted in the development of the bordering area between West and East Carpathian only starting with Upper Badenian. Therefore views over Mesozoic or even Palaeozoic foundation of this fault system are untenable. Accordingly, presumed connection of the Hornád fault system with deep fault zones of the West Carpathians are unfounded, too. In the extensive literature concerning role, foundation date and movements on the Hornád fault system in any form, one can find frequent arguments which deny the important role of this fault system in the Pre-Neogene development, but these views for the most part vanished amongst the bulk of references explaining contradictions in the geological evolution of confronted areas by its influence. As example may serve the view of M. Kuthan (in A. Matějka et al. 1964, p. 205), according to whom disregarding considerable influence on the western basinal margin starting with „Tortonian“, the importance of this fault system is lesser as it was accepted. Geophysical results proved as well, that other fault systems are more important.

Kinetic role of the Hornád fault system

Previous data allowed to state that the influence of a N—S striking fault system, identical with the Hornád line on sedimentary development in Pre-Neogene units in this part of the Carpathians is unprovable.

Products of mesoalpine compression produced characteristic nappe units of the West Carpathians with overthrust superficial nappes from the SE to the NW. This process was accompanied by considerable shortening of the original extent. Nappe structures are already undoubtedly proved as far as the line connecting the Margecany village with the eastern end of the Vysoké Tatry Mts., or as far the Margecany—Szamos line according to Z. Roth (1969). Nappe structure to the NE from this line is unsatisfyingly defined so far and attainable data show that the presence of higher subalpine nappes (the Choč and Krížna nappe) in the area to the NE from this line may be not proved. This is caused partly also by definition of these nappes that are comprehended as typical facial nappes (Faziesdecke) while tectonic aspects of their delimitation are not overall known. For probable presence of these nappes (in indicated sense) point some local developments of the Mesozoic in the Branisko, Čierna hora Mts. and in the belt of the Humenné Mesozoic range as far the Ružbachy inlier. Due to marginal geosynclinal development, dissection of this Mesozoic area in pronounced structural — facial zones with individualisation into nappe units typical for the West Carpathians is impossible (M. Mahel 1967, 1971a).

The segment of the inner Carpathians between Margecany fault on the SW, Pieňiny klippen belt on the N and NE and Vrbnica fault system on the SE has from the view point of Middle to Upper Cretaceous tangential tectogenesis therefore specific position caused by particular development of Mesozoic complexes. Marginal West Carpathian developments of the Mesozoic are typical for this segment, together with East Carpathian strike of structures; a vergency from the SW to the NE (Z. Roth 1969). Typical huge nappe structures of the West Carpathians do not occur in this segment and if nappe structures are present, then with Mesozoic units

maintaining their envelope character. Mesozoic complexes participate together with underlying crystalline on the edifice of facial nappe structures. The Hornád fault system has any influence on this division and divides the Čierna hora Mts. into two huge blocks (O. Fusán et al. 1971 p. 77); the western elevated part outcropping with considerable areas of eroded crystalline and the eastern downfaulted one composed mainly by Mesozoic units on the basement surface level. Mesozoic structural strikes do not change on this fault system, maintaining their NW—SE strike as in the elevated block. As limits of Upper Cretaceous nappe structures do not occur on the Hornád fault system, therefore it did not play any role in the Cretaceous structural plan.

The development of the East Slovakian Neogene molasse was ranged into six main sedimentation stages (Eggenburgian, Carpathian, Lower to Middle Badenian, Upper Badenian and Pannonian—Pliocene, respectively) divided by sudden and extensive paleogeographical changes (J. Slávik 1974, p. 55). On the existence of syndimentary faults it is obviously judged from facial development or isopach thickening of the East Slovakian Neogene (J. Slávik 1974, R. Rudinec — J. Čverčko 1974). To demonstrate efficiently patterns of these movements leading to mentioned sudden and extensive paleogeographical changes, we constructed from usual isopach maps of main sedimentation stages (J. Slávik 1974) of the East Slovakian Neogene isokin maps of vertical movements reflecting relations of two subsequent sedimentation stages, suggested by one of us (I. V.). Each of these main sedimentation stages includes 2—4 m. y.

Isokins represent differences in thickness between two subsequent sedimentation stages divided by sudden and extensive paleogeographical change. They reflect tendency and amount of relative vertical movement in the younger stage relative to prevailing movements of the elder stage. These isokins allow documentation of such movements which did not manifest syndimentarily and therefore reflect more completely block disintegration kinematics in the Pre-Neogene basement (fig. 1—5).

Important fault strikes in the Neogene as deduced from isokin maps on the fig. 6 reflect more precisely kinematics of block disintegration in the basement during the Miocene. This kinematics was governed by compression that caused foldings in the flysch Carpathians with main shortening perpendicular to principal sedimentation zones of the East Slovakian Neogene Molasse. Complementary (tensional) direction of normal faults to the northeastward directed tectonic stress had to have identical strikes with dips toward the basinal centre: these faults are dipping to the SE on the NW margin whereas to the NW on the SE margin of the basin. The N—S orientations of the Hornád fault system are anomalous in this respect and would not have originated nor as a northeastward directed stress equalisation feature. Hence the Hornád fault system had not had act as a marginal fault for long time.

An explanation for origin of N—S oriented normal faults in the Košice basin offers the concept of compensation to a complimentary, northward oriented stress caused by mobile but extraneous segment of the basement. This segment is represented by the crystalline, Palaeozoic and Mesozoic of the Zemplín Inselberg which had been moved in northward direction, contrary to other basement blocks. Mobility of this block evidently contributed to generation of N—S oriented normal faults in the Košice basin, represented by the Hornád fault system. Evident motions along this system occurred except of Lower and Middle Badenian but in youngest time (in the Pliocene).

The Hornád fault system and magmatism of the Slanské vrchy Mts.

Great importance was formerly attributed to the Hornád fault system in the location of neovolcanic complexes of the Slanské vrchy Mts. Detailed knowledge of volcanic structures and of their development as well as profound geophysical inves-

tigations (M. Mořkovský 1964, J. Slávik 1974, J. Slávik et al. 1976) gradually proved that the Hornád fault system did not represent immediate structural background for the volcanic activity.

Volcanic centers are located on borders of tectonic blocks manifesting different mobility. These mobile zones in volcanic periods represented fault zones delimiting elevational and depressional structures (J. Slávik 1974, B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaya 1974). J. Slávik (1976) supposes (on the ground of geophysical results) to localise feeding channels of the volcanism on a hypothetical deep fault system on the boundary of the Slovak block with the Zemplín tectonic unit. This boundary has been recently interpreted as limiting Cretaceous structures of the Gemerides and Čierna hora Mts. toward more external units (D. Ďurica 1976, p. 9). However function of such a deep fault could be not proved in the Neogene molasse development.

Several faults and especially their intersections took part in the localisation of volcanic edifices in the Slanské vrchy Mts.

The Zlatá Baňa volcanoplutonic edifice originated on intersection of SW—NE oriented tectonic line (evidently in continuation of the Darnó line) and of the mobile belt marked in the Neogene by Močarany—Topľa fault system (M. Mořkovský 1974). The volcanoplutonic edifice of the Makovica is coherent with Myšľa—Herľany and Trhovište fault system intersection. Both mentioned volcanic edifices generated on intersections of two principal mobile fault belts.

The Strechov volcanoplutonic edifice is located on a SW—NE fault system parallel to the Vrbnica fault system and the Trebišov fault system intersection. Similarly, the huge Bogota volcanoplutonic edifice becomes clearly distinct on the (parallel to the Vrbnica fault system) and the Trebišov fault system intersection. (Čelovec, Plechotice, Kožuchov and Klečenov faults). These two edifices are similarly to previous two edifices on the intersection of two broader mobile fault belts from which the Vrbnica fault system represents a continuation of the Záhřeb—Kulcs line (Gy. Wein 1969), and that of the Trebišov fault system running along the NE margin of the Zemplín Inselberg. The Trebišov fault system may be correlated a. o. with hypothetical Szamos line or with the SW margin of the Čop—Beregovo elevation. It follows from the above that the Darnó line represents continuation of the Balaton line (E. Vadász 1960) and the Trebišov fault system may be correlated with the peripannonian lineament of Soviet authors.

The volcanoplutonic edifice of the central Vihorlat Mts. is related to the Vrbnica fault system intersection with longitudinal faults accompanying the Pieniny klippen belt (the Perečín fault).

Buried volcanic edifices in the SE part of the East Slovakian Neogene represent immediate continuation of the Čop—Beregovo volcanic belt and their localisation on similar fault intersections is highly probable.

An independent group of volcanic edifices significantly different by their evolution represents the Tokaj Mts. neovolcanic area extending in Slovakia up to the Veľký Milič edifice. To this group of volcanites belong occurrences in the Zemplín Inselberg and acidic neovolcanic manifestations reaching as far as the vicinity of Michalovce town amongst the Vrbnica fault system (localities Lesné and Hrádok). A huge proportion of acidic volcanites and appearance of pyroxene andesites in the closing stages are or these edifices typical.

From so far listed rules of neovolcanic edifice distribution it follows that their location is governed by intersections of main discontinuity belts bordering the orogenic belt of the inner Carpathians with blocks belonging to Miocene intermountain basinal basement represented by the Zemplín Inselberg in the Eastern Slovakia as its NE margin. The distribution of volcanic centers in the Slanské vrchy Mts. and Vihorlat Mts. and that of buried volcanoes of the East Slovakian

lowland signalises continuation of main discontinuities of SW—NE direction (the Balaton—Darnó and Zágreb—Zemplín discontinuity belt) into their intersection with transversal fault systems overlapping in Eastern Slovakia from Eastern Carpathians which are parallel with main structures of the Pieniny klippen belt and the flysch Carpathians (P. Grecula — I. Varga, in press).

To the contrary, volcanic edifices to the SE from the Vrbnica fault system are on intersections of longitudinal, East Carpathian fault systems transversal ones running from the SW to the NE. An independent group of edifices is represented by volcanites of the Tokaj Mts. and that of the Zemplín Inselberg developed on the intermountain basement segment with particular features different from the remaining parts of the Slanské vrchy Mts.

These arguments are sufficient to state that the Hornád fault system had any influence on the distribution and the development of the East Slovakian neovolcanic activity.

The Hornád fault system and metallogenic rayonisation of Eastern Slovakia

The mineralisation of the Slanské vrchy Mts. differs from that of the Vihorlát Mts. This fact is due to the appearance of alumometasomatic manifestations on series of occurrences in the Vihorlat—Gutin range and to a complete development of base metal mineralisation in the Slanské vrchy Mts. where except of that the antimony formation and precious opal mineralisation, unknown in the Vihorlat Mts. are present. Common feature of both areas is represented by mercury formation overlapping bordiers of compared regions. Endogenous mineralisation of the Slanské vrchy Mts. (by its element associations and by so far known structural-genetic types) is in close genetic and structural relation with other mineralised neovolcanic areas of the inner West Carpathians (Banská Štiavnica). Newest results do not exclude probable mineralisation types that are comparable with Recsk area (Hungary), according to localisation of both areas on a common main tectonic belt (the Balaton—Darnó belt). To the contrary, mineralisation in the Vihorlat Mts. has close structural and genetic relations with remaining parts of the Vihorlat—Gutin range. Indices of baryte and base metals in the Veľký Milič vicinity and of the Zemplín Inselberg are relative to the ore district of the Tokaj Mts.

Relation of the Hornád fault system to deep faults

The Hornád fault system was sometime enlisted among deep faults of the Alpine—Carpathian belt (T. Szalai 1957, J. Slávik 1969, Gy. Wein 1969, B. V. Merlić — S. M. Spitkovskaya 1974, H. W. Flügel 1975) acting in some time-intervals as northeastern prolongation or virgation of the Balaton, Darnó, or the Zágreb—Kulcs line. Based on previous analyse of its importance in lithological and facial development, in tectonic deformations and in the mineralisation of neighbouring complexes it may be stated that the Hornád line as a deep fault does not exist. Arguments listed in the previous parts of this paper are sufficient to explain functions attributed to the Hornád line by movements occurring on other fault systems delimiting individual segments of this part of the Carpathians. These segments are limited by the Margecany line, the Darnó line in continuation of the Balaton line, the Vrbnica fault system in the continuation of the Zágreb—Kulcs line and by the peripannonian deep fault of Soviet authors marked in East Slovakian Neogene by the Trebišov fault system.

The Hornád fault system in the Košice basin represents a group of several parallel to subparallel normal faults dipping to the east. These faults originated probably already in the Lower and Middle Badenian but manifested itself only in sedimentary development of the Upper Badenian (the Kolčovo formation —

J. Čverčko 1968). The Hornád fault system caused gradual downfaulting of eastern parts of inner West Carpathian units into the basement of the East Slovakian Neogene molasse. The Hornád fault system had any influence on the distribution of the neovolcanic activity. The supposed role of this fault system does not enter nor the supposed deep fault of the Slanské vrchy Mts. (J. Slávik 1976). As the Hornád fault system according to previous argumentation did not have deep foundation, it does not disturb the crust in its whole thickness. Changes in crustal thickness sometime localised on its course (or on supposed deep fault of the Slanské vrchy Mts.) may be expected on other main discontinuities of the area concerned. Therefore the Hornád line as a deep fault does not exist.

Preložila V. Vargová

Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát

(4 obr. v texte)

PAVOL GRECULA — KAROL EGYÜD*

Позиция земплинского острова в тектоническом плане Карпат

Представителем карбона в земплинском острове является стефан. Он представляет моласовое развитие с дельтово-неритическим типом осадков. Типична бывает дробово-аркозовая ассоциация горных пород и горизонт углистых сланцев с прослойками антрацита. Переход в пермские отложения плавный. Пермь в лёстром развитии континентально-лагунарной фации с кислыми магмами. Отношение перми к триасу неясное. В нижнем триасе залегают конгломераты, песчаники и кварциты, выше залегают мергели и известняки кампила. Это развитие мы сопоставляем с горами Мечек в Венгрии и с Ресита зоной в Банате. Хорошая корреляция возможна и с хочским покровом Западных Карпат.

Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians

The Carboniferous of the Zemplín Inselberg is represented by the Stephanien. It is a molassic development of deltaic to neritic type sediments, characterised by graywacke—arcose association of rocks and by a horizon of black shales with coal layers. There is gradual transition to the Permian. The Permian is variegated in continental to lagoonal facies with acid volcanites. Relation of the Permian to the Lower Triassic is uncertain. Conglomerates, sandstones and quartzites occur in the Lower Triassic. Marlstones are higher up in the Campilian.

This development is parallelised with contemporaneous developments in the Mecsek Mts. (Hungary) and with the Resita zone of the Getic nappe in Banat (Roumania). Good correlation exists with the Choč nappe development of the West Carpathians, too.

O príslušnosti mladšieho paleozoika a kryštalinika zemplínskeho ostrova k Západným, resp. Východným Karpatom sa vedie diskusia. Príčinou je najmä osobitný vývoj mladšieho paleozoika, ktorý nemá rovnocenný ekvivalent vo Východných ani v Západných Karpatoch. Druhou príčinou je, že zemplínsky ostrov vystupuje vo forme hraste uprostred neogénnych sedimentov a jeho priame pokračovanie s niektorými tektonickými jednotkami Karpát nie je evidentné. Spojitosť medzi ním a týmito karpatskými jednotkami sa interpretuje alebo z pohľadu regionálnej tektoniky, alebo na základe litologickej, resp. paleontologickej podobnosti.

* RNDr. Pavol Grecula, CSc., p. g. Karol Együd, Geologický prieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice.

Posledné výsledky výskumu oblasti zemplínskeho ostrova dovoľujú paralelizovať ho s pohorím Mecsek v Maďarsku, čo podstatne ovplyvňuje aj pohľad na priebeh významných regionálnych pásiem diskontinuity na južnom okraji Karpát, predovšetkým na priebeh záhrebsko-kulcskej línie.

Doterajšie korelácie zemplínskeho ostrova s inými tektonickými jednotkami

Zemplínsky ostrov sa tektonicky a litologicky najčastejšie koreloval s centrálnymi Západnými Karpatmi, a to so Spišsko-gemerským rudohorím alebo s masívom Branisko—Čierna hora. V starších prácach sa korelácia zakladá na litologickej podobnosti a paleontologických údajoch. V. Uhlig (1903, s. 704) porovnáva perm zemplínskeho ostrova s Braniskom a karbón s vývoji v Spišsko-gemerskom rudohorí. Podobný náhľad vyjadril aj H. Böck (1905, s. 41). I. Ferenczi (1943, s. 482) sa z litologického a tektonického hľadiska prikláňa k paralelizácii s masívom Braniska, hoci podľa charakteru vývoja karbónu pripúšťa možnosť, že zemplínske paleozoikum pokračuje smerom na Hajduszoboszló až do pohoria Codru Moma (s. 483).

D. Andrusov (1958, s. 123, 1968, s. 69) pričlenil zemplínsky ostrov k jadrovým pohoriam Západných Karpát. B. Bouček — A. Příbyl (1959) a G. Pantó (1965) priradili kryštalinikum od Byšty, ako aj karbón a perm zemplínskeho ostrova ku gemeridám. M. Máška a V. Zoubek (1961, s. 173) pokladajú zemplínske kryštalinikum za ekvivalent Braniska a Čiernej hory. Podobný náhľad má aj O. Fusán et al. (1963). Podľa J. Slávika (1976, s. 12) má zemplínsky ostrov osobitné látkové zloženie a samostatný špecifický vývoj, teda ho nemožno paralelizovať s príslušnými tektonickými jednotkami Západných ani Východných Karpát, ale treba ho pokladať za samostatnú zemplínsku jednotku. A. Vozárová — J. Vozár (1975, s. 89) zaradili zemplínsky ostrov do severnej sedimentačnej oblasti do autochtónnej pozície kryštalinika tatrid a veporid.

Vývoje mladšieho paleozoika zemplínskeho ostrova s Južnými Karpatmi porovnával už I. Ferenczi (1943, s. 483), a to na základe limnického vývoja vrchného karbónu a rovnakého veku uhľonosných súvrství v oblasti Banátu. M. Maheľ (1967, s. 467, 1974, s. 98) podľa odlišností vývoja a stavby územia na východ od hornádskeho zlomu dospel k náhľadu, že zemplínsky ostrov (1967, s. 468) predstavuje najzápadnejšiu časť východokarpatského masívu, ktorý sa zakliňuje do východných výbežkov vnútorných Západných Karpát. K tomuto náhľadu sa priklonil aj O. Fusán et al. (1971). B. Leško — J. Slávik (1967) pokladajú zemplínsky ostrov pre jeho vzťah kryštalinika ku vrchnopaleozoickému obalu, stupeň metamorfizmu a litologický vývoj za východokarpatskú jednotku. Ani D. Andrusov (1968, s. 171) nevylučuje prítomnosť východokarpatských elementov v centrálnych Karpatoch a ako príklad uvádza zemplínsky ostrov.

Na schematickej mape predneogénnych štruktúr vnútorných Karpát B. V. Merlíča a S. M. Spitkovskej (1974) sa zemplínsky ostrov nachádza severovýchodne od samošskej línie, ktorá z východu obmedzuje panónsky masív, to znamená, že zemplínsky ostrov pričleňujú k Východným Karpatom, resp. ho dávajú do zóny pripanónskeho lineamentu. L. Körössy (1963, s. 155) zaraďuje zemplínsky ostrov do severoalföldskej jednotky, ktorú zakrýva neogén, pričom je zemplínsky ostrov asi jej obnaženou časťou. K. Szepesházy (1975, s. 26) predpokladá, že sa vývoje tatrid, veporid, gemerid a pohoria Bükk končia na línii Prešovsko-tokajských vrchov a vývoje Východných Karpát na rieke Terešva a až po bradlove pásmo tejto strednej časti pokračujú z juhu vývoje podložia maďarského Alföldu, pričom zemplínsky ostrov pokladá za obnaženú časť mladej neogénnej zemplínsko-berehovskej hraste.

Litostratigrafická charakteristika zemplínskeho ostrova

Posledné práce z oblasti zemplínskeho ostrova spresnili litologickú náplň mladšieho paleozoika oproti prácam B. Boučka a A. Přibyla (1959). Na základe oporných vrstev ZO-8, ZO-9, ZO-10 (obr. 1), geologického mapovania, ako aj ďalších technických prác možno mladšie paleozoikum charakterizovať takto:

Vrchný karbón

Bazálnu časť vrchného karbónu charakterizujú zlepenice s vložkami sivých drobových bridlíc s malým zastúpením drobových pieskovcov a pieskovcov. Psefitická fácia do nadložia prechádza do psamitickkej a tá zase do pelitického súvrstvia. Pelitický vývoj reprezentuje strednú časť vrchného karbónu. Slojky antracitu v mocnosti od niekoľkých centimetrov do 2,2 m sú pre toto súvrstvie typické. V jednotlivých cyklotémach v nadloží antracitových slojov sú tenké lavice čiernych karbonátov a na ich základe možno tento vývoj zaradiť do delťového typu. Svedčí o tom aj prítomnosť krížového zvrstvenia drobových pieskovcov.

Drobovo-pieskovcové súvrstvie zaberá najvrchnejšiu časť karbónu. Je to monotónne striedanie sivých drobových pieskovcov a arkóz s menším zastúpením tmavosivých bridlíc. Z vulkanických hornín sú v tomto súvrství sivozelené kremenné porfýry a ich pyroklastiká charakteru ignimbritov. V nadloží vulkanitov sú dosť časté tenké lavice slienitých vápencov.

Perm

Prechod medzi karbónskym a permským vývojom je pozvoľný. Hraničná zóna je v psamitickom vývoji a naznačuje sa striedaním červenohnedej a sivej farby s pozvoľným pribúdaním gravelitov až slabo vytriedených zlepenčov.

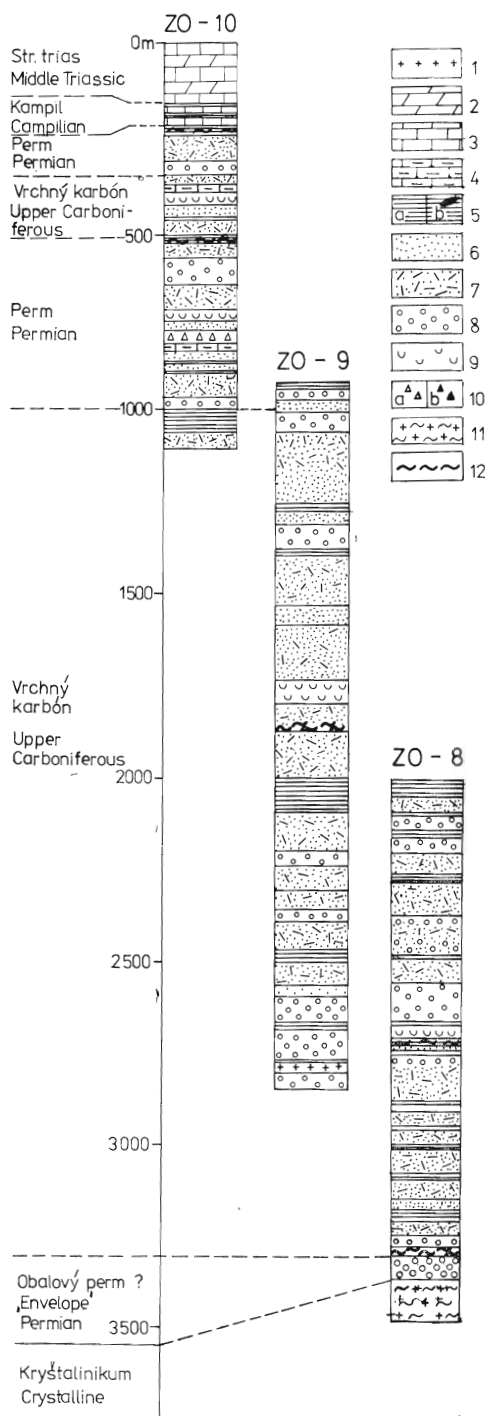
Spodné zlepencové súvrstvie prechádza do mocného vulkanicko-psamitického vývoja s pestrým vývojom drobových pieskovcov hnedočervenej až zelenej farby s menším zastúpením drobových bridlíc a pelitických bridlíc. Pre toto stredné súvrstvie je charakteristická prítomnosť sivozelených kremenných porfýrov (mocnosť do 80 m) s menším zastúpením pyroklastík. V jeho vrchnej časti sú časté tenkolavicovité slienité vápence a dolomity (mocnosť 0,5 až 6,0 m).

Vrchnú časť tvorí súvrstvie nesľudnatých aleuritických bridlíc hnedočervenej farby, ktoré sa predtým označovali ako černochovské vrstvy. Vo väčšine prípadov sú v podloží týchto bridlíc svetlozelené tuhy kremenných porfýrov.

Podľa litologickej charakteristiky je hranica medzi karbónom a permom nižšie ako hranica súvrství sivej a červenej farby. Pri nedostatku skamenelín sa hranica kládla na hranicu objavenia sa pestrého sfarbenia hornín. Tento predpoklad môže potvrdiť aj zvýšený obsah rádioaktívnych prvkov už pod hranicou červeného vývoja (ústna správa I. Štimela).

Mezozoikum

V širšom okolí Ladmoviec sú v nadloží červenohnedých bridlíc netriedené



slabo opracované zlepenec s valúnmi od 0,2 do 30 cm. Pokladáme ich za hraničný horizont medzi permom a triasom. Mocnosť zlepenecov je okolo 50 m. V nadloží zlepenecov v JV časti zemplínskeho ostrova je výrazný horizont bielosivých, dobre vytriedených kremencov.

Kampil sa stanovil na základe superpozície a reprezentujú ho tmavé až čierne slienité bridlice a doštičkovité tmavosivé karbonáty, ktoré sú intenzívne zvrásnené a budinované. Mocnosť kampilu nepresahuje 30 m.

Z tohto súvrstvia sa postupne vyvíja vápencovo-dolomitické súvrstvie stred-

Obr. 1. Litologické profile hlbokých vrtov v zemplínskom ostrove

1 — ryodacit — neogén, 2 — dolomity, 3 — vápence, 4 — slienité vápence, 5 — a) piesčité a pelitické bridlice, b) bridlice s uhlím, 6 — arkózo-vité pieskovce, 7 — droby a drobové pieskovce, 8 — zlepenec, 9 — pyroklastická kremenných porfýrov, 10 — a) kremenný porfýr, b) melafýry a žilné bazické horniny, 11 — krýštalínium, 12 — tektonické poruchy.

Fig. 1. Lithological profiles of deep boreholes in the Zemplín Insellberg area. Explanations: 1 — Rhyodacite (Neogene), 2 — Dolomite, 3 — Limestone, 4 — Marly limestone, 5a — Sandy and pelitic shales, 5b — Shales with coal lenses, 6 — Lithic arenites and sandstones, 7 — Graywackes and lithic arenites, 8 — Conglomerate, 9 — Quartz porphyry pyroclasts, 10a — Quartz porphyry, 10b — Melaphyre and basic veins, 11 — Crystalline, 12 — Faults.

ného triasu, ktoré je v spodnej časti z tmavosivých vápencov, vyššie sa strieda vápenec a dolomit. Ešte vyššie sú cukrovité čierne a sivé dolomity, ktoré by mohli patriť už do vrchného triasu. Severozápadne od kóty Somoš pri Ladmovciach sa našli úlomky tmavých pieskocov, čiernych bridlíc a organogénnych tmavých vápencov, ktoré sa faunisticky nedali presnejšie určiť. Vzhľadom na ich pozíciu kladieme ich do vrchného triasu, resp. až liasu.

Tektonická charakteristika územia

Tektonická stavba zemplínskeho ostrova sa vysvetľovala ako hrasť s monoklinálnym upadáním vrstiev na východoseverovýchod, s miernym zvrásnením predovšetkým pelitických členov v alpínskom orogéne. Podľa J. Slávika (1976) má zemplínsky ostrov severovergentnú prešmykovú stavbu. B. Bouček — A. Příbyl (1959) pripisujú príkrovovú stavbu iba mezozoiku, ktoré sa podľa nich presunulo od juhozápadu na severovýchod.

Už počas štúdia mezozoika v oblasti Ladmoviec (P. Grecula 1975) sa zistila vrásovo-prešmyková stavba s násunom na juhozápad, teda opačne, ako sa interpretovalo doteraz. Nové geologické mapovanie a orientačné hlboké vrty potvrdili vrásovo-prešmykový, resp. šupinovitý charakter zemplínskeho ostrova včítane mladšieho paleozoika. Sústava týchto šupín vytvára príkrovovú jednotku, ktorú nazývame *zemplínskym príkrovom*. V obnaženej časti zemplínskeho ostrova sa skladá z troch veľkých šupín. Presun príkrovu bol od východoseverovýchodu k západojuhozápadu. Podľa údajov z vrtu ZO-8 pri Veľkej Tрни leží zemplínsky príkrov na horninách, ktoré charakterom pripomínajú obalový perm, a obsahom ho nemožno porovnať so známym vývojom permu zemplínskeho ostrova. V podloží sa nachádza kryštalinikum, ktoré vystupuje na povrch v okolí Byšty. Násunová plocha príkrovu je uklonená okolo 20 až 30° na východoseverovýchod (obr. 2). Vznik príkrovu kladieme do vrchnej kriedy. Pokriedové pohyby a ich prejavy sú voči kriedovým štruktúram divergentné.

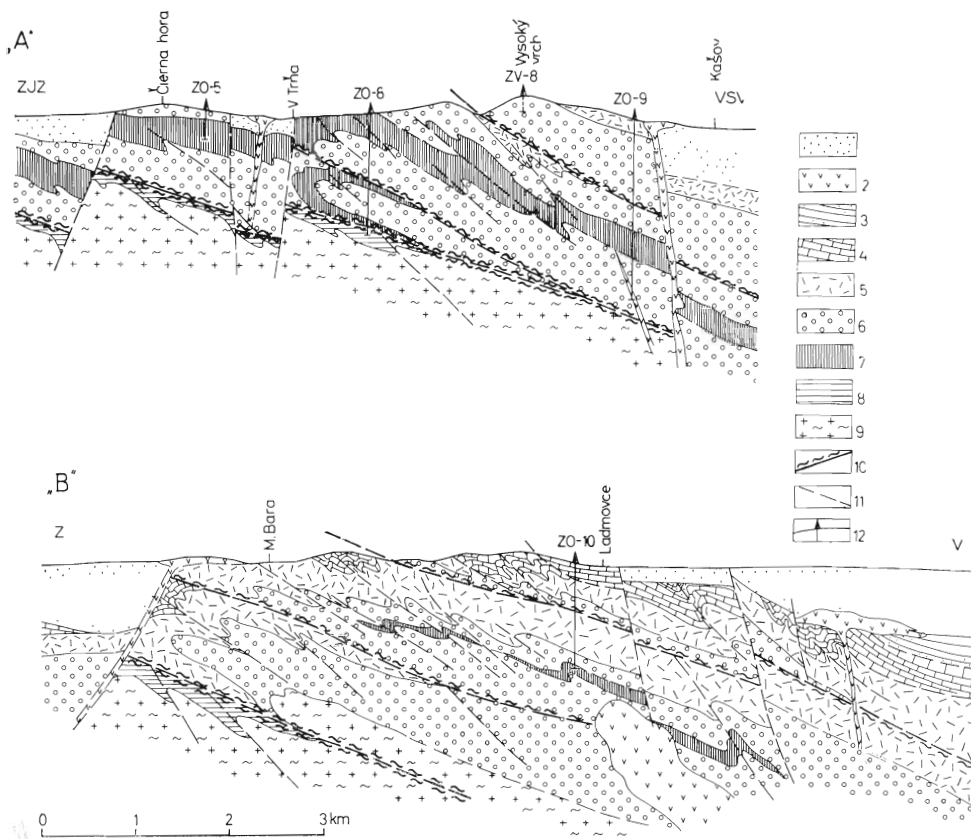
Domovskú oblasť príkrovu nemožno stanoviť, pretože nie sú známe korene príkrovu. Predpokladáme, že to bola oblasť, ktorá je dnes naznačená trebišovsko-szamošským pásmom diskontinuity (tzv. pripanónsky lineament), teda priestor, ktorý je dnes na SV od tzv. panónskeho bloku. Z toho vychodí, že zemplínsky permokarbón nie je normálnym nadložíom kryštalinika, ale leží na ňom v tektonickej pozícii. Podľa sedimentologických štúdií ide o deltovo-neritický vývoj karbónu, ktorý v perme prechádza do kontinentálno-lagunárneho vývoja.

Porovnanie vývoja mladšieho paleozoika zemplínskeho ostrova s vývojom okolných tektonických jednotiek

V Západných Karpatoch nie je taký vývoj mladšieho paleozoika ako v zemplínskom ostrove. Najviac podobností má s chočským vývojom mladšieho paleozoika. Lepšia paralelizácia je s pohorím Mecsek v Maďarsku a s getickým príkrovom v Južných Karpatoch.

Korelácia zemplínsky ostrov—Mecsek—Banát (getický príkrov)

V uvedených oblastiach nachádzame najviac podobností, a to tak v celkovom



Obr. 2. Schematický geologický rez — „A“ severnou časťou zemplínskeho ostrova, „B“ južnou časťou zemplínskeho ostrova

1 — sedimenty neogénu, 2 — erupzívne horniny neogénneho vulkanizmu, 3 — rét — lias, 4 — trias, 5 — perm, 6 — spodná a vrchná časť karbónskeho vývoja, 7 — pelitický uhľonosný karbón, 8 — ? obalový perm, 9 — kryštalinikum, 10 — násunové línie, 11 — zlomy, 12 — vrty.

Fig. 2. Geological sketch-profile. „A“ — Northern part of the Zemplín Inselberg, „B“ — Southern part of the Zemplín Inselberg

Explanations: 1 — Sediments of the Neogene, 2 — Neovolcanites, 3 — Rhaetic and Liassic, 4 — Triassic, 5 — Permian, 6 — Lower and upper part of the Carboniferous development, 7 — Pelitic Carboniferous with coal measures, 8 — ? Envelope Permian, 9 — Crystalline, 10 — Thrust lines, 11 — Faults, 12 — Boreholes.

Obr. 3. Litostratigrafické profily zemplínskeho ostrova, pohoria Mecsek, Banátu (getického príkrovu) a chočského príkrovu. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 3. Lithostratigraphical profiles of the Zemplín Inselberg, Mecsek Mts. (Hungary), Getic nappe, Banat (Roumania) and of the Choč nappe (West Carpathians). Explanations as in Fig. 1.

litologickom vývoji permokarbónu, stratigrafickom rozsahu, type vulkanizmu, charaktere sedimentácie, ako aj vo vývoji mezozoika (obr. 3).

Karbón je reprezentovaný stephanom (kasimov, gžel) vo všetkých troch oblastiach. Ide o drobovo-arkózovitý a uhľonosný vývoj. Najúplnejší profil karbónom sa získal v zemplínskom ostrove, a to z hlbokých vrtov, z ktorých jeden navrátil aj podložie karbónu.

Hranica karbónu a permu je pozvoľná vo všetkých troch oblastiach a naznačuje ju pestré sfarbenie permu. V getickom príkrove sú čierne bridlice časté aj v spodnom permu.

Perm v uvedených oblastiach je dobre korelovateľný tak vývojom sedimentov, ako aj kyslým vulkanizmom v strednej a vrchnej časti permu. Karbonáty sú zriedkavé, azda najviac je ich v zemplínskom ostrove. Pre vrchný perm je charakteristický bridličnatý vývoj, ktorý v zemplínskom príkrove reprezentujú černochovské vrstvy.

Hranica perm — trias je dosť neistá, a to vo všetkých oblastiach. V Mecseku sa zlepence a jakabské pieskovce pokladajú alebo za vrchnopermské alebo spodnowerfénske. V ostatnom čase sa dávajú (M. Kassai 1976) na bázu werfenu. V zemplínskom ostrove možno veľmi dobre paralelizovať jakabské pieskovce Mecseka s pieskovcami v juhovýchodnej časti Zemplínskych vrchov. Aj tu ich v spodnej časti sprevádzajú zlepence. Obdobný vývoj je i v Banáte v getickom príkrove (M. Sandulescu et al. in M. Maheľ 1974).

Pre kampil sú charakteristické slienité a ílovité bridlice s vrstvičkami tmavých až čiernych vápencov, a to tak v Mecseku, ako aj v zemplínskom ostrove a v Banáte.

V mezozoiku je charakteristická predovšetkým grestenská fácia liasu s uhlím a bostonitmi, a to v Mecseku a v getickom príkrove. V zemplínskom ostrove sa takýto rét — lias doteraz nenašiel. Možno ho však očakávať východne a juhovýchodne od zemplínskeho ostrova v podloží neogénu. Na okraji pohoria sme našli nepatrný výskyt tmavých bridlíc, pieskovcov a lumachelových vápencov v nadloží dolomitov, čo by mohlo naznačovať prítomnosť gresstenskej fácie aj v zemplínskom príkrove.

Korelácia s chočským príkrovom

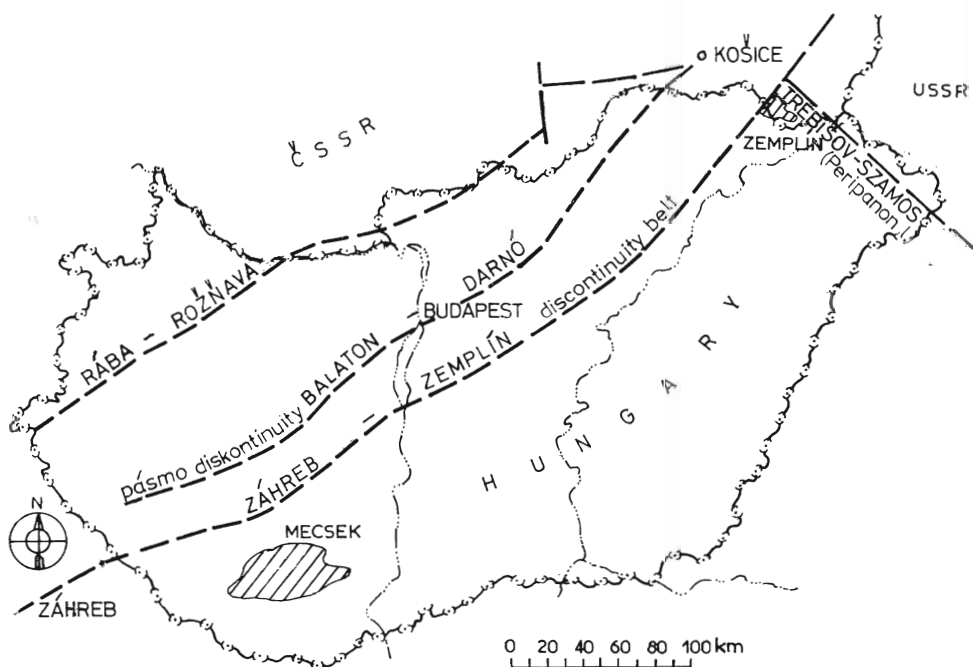
Zemplínsky príkrov a chočský príkrov nemajú toľko rovnocenných korelačných znakov, ako to bolo pri korelácii s Mecsekom a Banátom. Hlavný rozdiel je na prvý pohľad v prítomnosti melafýrov v chočskom príkrove a kremenných porfýrov v zemplínskom príkrove. Obidve skupiny magmatických hornín predstavujú produkty tej istej (bimodálnej) magmatickej formácie riftového charakteru, aký sa predpokladá v sedimentačnej oblasti chočského sedimentačného priestoru (J. Vozár 1977). Z tohto pohľadu nemusí byť rozdielny charakter vulkanických hornín základnou prekážkou pri porovnávaní vývoja permokarbónu zemplínskeho ostrova a chočského príkrovu.

Vývoj vrchného karbónu chočského príkrovu nemá taký úplný vývoj, ako je to v zemplínskom príkrove, preto ani porovnanie nemôže byť uspokojivé. Dôležitejší je však prechod karbónu do permu v obidvoch jednotkách a dobrá korelovateľnosť vývoja permu (obr. 3). Podobne ako v zemplínskom príkrove aj v chočskom príkrove sa predpokladá prechod permu do spodného triasu.

Tektonické hľadisko korelácie

Ako vidieť, vývoj zemplínskeho ostrova je dobre korelovateľný s vývojom v Mecseku a v getickom príkrove v Banáte. V podloží sa všade vyskytuje kryštalinikum. Ak Mecsek a zemplínsky ostrov možno paralelizovať, znamená to, že by bolo možno uvažovať aj o ich paleogeografickej a tektonickej spojitosti. Pohorie Mecsek je juhozápadne od línie Záhreb—Kulcs, ktorá obmedzuje synklinálu Igal—Bükk od panónskeho masívu.

Východné pokračovanie tejto línie sa doteraz interpretovalo nejednotne. Ak hovoríme, že zemplínsky ostrov možno porovnať s Mecsekom, je logické predpokladať priebeh línie Záhreb—Kulcs severozápadne od zemplínskeho ostrova (obr. 4). Takýto priebeh línie možno vyvodiť aj z gravimetrických máp (O. F u s á n et al. 1971). Z východnej strany je zemplínsky ostrov obmedzený tzv. pripanónskym lineamentom, na ktorom sa končí línia Záhreb—Kulcs. V takom prípade by tento pripanónsky lineament bol adekvátnou zónou diskontinuity ako línia, resp. zlomová zóna Záhreb—Kulcs. Uvedené zóny zo SZ a JV obmedzujú blok, resp. sústavu blokov, ktorá sa doteraz označovala aj ako panónsky masív. Keďže je zemplínsky ostrov na severnom hrote tejto sústavy blokov, a zároveň vymedzuje aj východný segment záhrebsko-kulcskej línie, je vhodnejšie túto líniu označiť ako *záhrebsko-zemplínske pásmo diskontinuity* (P. Grecula — I. Varga in press).



Obr. 4. Schéma tektonického vzťahu zemplínskeho ostrova a pohoria Mecsek

Fig. 4. Sketch of the tectonic relation between the Zemplín Inselberg and the Mecsek Mts. (Hungary)

Z porovnania vývoja zemplínskeho ostrova s okolnými jednotkami ďalej vychodí, že ak má zemplínsky permokarbón korelovateľné znaky s chočským príkrovom — a vyvrásnenie gemeríd a veporíd predpokladáme z gemeridnej tektonickej zóny medzi rábsko-rožňavskou a balatonsko-darnóovským pásmom diskontinuity (P. G r e c u l a 1973, P. G r e c u l a — I. V a r g a in press), potom by chočský príkrov mohol pochádzať aj z oblasti dnes reprezentovanej zá-hrebsko-zemplínskym pásmom diskontinuity.

Vývoje zemplínskeho ostrova, ako sme už uviedli, porovnávame s územia-mi, ktoré sú na okraji, resp. po obvoде tzv. panónskej sústavy blokov, a to tak v Mecseku a v zemplínskom ostrove, ako aj v getickom príkrove v Banáte a možno aj v sústave príkrovov Codru v Apusenách.

Doručené 28. VII. 1977

Odporučil I. Varga

LITERATÚRA

- A n d r u s o v, D. 1953: Geológia československých Karpát. Zv. 1. Bratislava, SAV. 303 s.
- A n d r u s o v, D. 1958: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, SAV, S. 8—178.
- B o u č e k, B. — P ř i b y l, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku. Geol. práce, Zoš. 52 (Bratislava), s. 173—222.
- B ö c k, H. 1905: Görmormegyei Vashegy és a Hrádok Környékének a geológiai viszonyai. Magy. földt. inté. évk. 14. Budapest.
- F e r e c z i, I. 1943: Geologische Erhältnisse des Zempléner inselgerbiges J. b. Ung. geol. Anst. Budapest, s. 442—490.
- F u s á n, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Vysoké Tatry.
- F u s á n, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK (Bratislava), 15, s. 7—173.
- G r e c u l a, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov. 5, s. 212—245.
- G r e c u l a, P. 1975: Ladmovce-sever — vápence ZS. Manuskript — archív GO Košice.
- G r e c u l a, P. — V a r g a, I. (in press): Main discontinuity belts on the inner side of the Carpathians. Materials of the XI Congress CBGA.
- F u s á n, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia západných oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 7—173.
- K a s s a i, M. 1973: A délkelet-dunántúli paleozós rétegsorok fáciesmeghatározások problémái. Föld. közl. 103 kötet 3—4 füzet, p. 389—402.
- K a s s a i, M. 1976: A Villányi hegység északi előterének perm képződményei. Geologia hung., 17, p. 11—86.
- H e t é n y i, R. et al. 1973: A Baranyai antracittelepes Felsőkarbón őszlet a Siklós-bodony 1. és a Bogádmindszend — 1 sz. fúras tükrében. MÁFI évi jelentése, Budapest, p. 323—361.
- K ö r ö s s y, L. 1963: Magyarország medenceterületének összehasonlító földtani szerkezet. Földt. közl. XCIII kötet 2 füzet, Budapest, p. 153—172.
- L e š k o, B. — S l á v i k, J. 1967: Les traist fondamentaux de la structure geologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geol. zbor. (Bratislava), 18, 1, p. 169—172.
- M a h e l, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Sv. I. Západní Karpaty. Praha, ČSAV.
- M a h e l, M. 1974: Tektonics of the Carpathian Balkan regions. Bratislava, GÜDŠ.
- M á š k a, M. — Z o u b e k, V. in T. B u d a y et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha. ÚÚG, s. 172—200.
- M e r l i č, B. V. — S p i t k o v s k a j a, S. M. 1974: Glubinnije razlomy, neogennovyj magmatizm i orudnenije Zakarpafja. Problemy tektoniky i magmatizma glubinyh razlomov, tom 2, Evov, s. 7—172.

- Pantó, G. 1965: A Tokaji hegység harmadkor előtti képződményei. MÁFI évi jelent., Budapest, p. 227—241.
- Slávik, J. 1976: Zemplínikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. 65 (Bratislava), s. 7—19.
- Szepesházy, K. 1975: Az Északkeleti-kárpátok földtani felépítésének és a Kárpát — térságban való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. Magyar Földtani társulat. Kézirat 8, Budapest, p. 24—44.
- Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen In: Bau und Bild Österreichs. Wein — Leipzig.
- Vozár, J. 1977: Magmatické horniny tholeitickéj série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Mineralia slov. 9, s. 241—258.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 81—97.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic Review of the Neogene-covered Areas of Hungary. Bul. of the IX. Congress of the Carpatho-Balkan. Geol. Ass., Vol. I. Budapest, p. 399—436.
- Wolff, H. 1839: Erläuterungen zu den geologischen Ban der Karpaten der Umgebung von Hajdú—Nánás Tokaj und Sátor—Alja—Ujhely. Jahrb. d. k. k. Geol. R. Anst. Bd. XIX Wien.

Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians

PAVOL GRECULA — KAROL EGYÜD

The fit of the Late Paleozoic and crystalline of the Zemplín Inselberg area with the Western or Eastern Carpathians has been long time discussed. Discrepancies are mainly due to the peculiar development of the Late Paleozoic which has not an equivalent in the western nor in the eastern branch of the Carpathians. Another reason for its uniqueness was the horst-like appearance of the Inselberg among Neogene sediments. Therefore its immediate continuation with some Carpathian tectonic units remained unevident. Its continuity with several Carpathian tectonic units was interpreted from the regional tectonic viewpoint or from both lithological and paleontological similarity.

Lithostratigraphy of the Zemplín Inselberg

Up to date results from the area of the Zemplín Inselberg accurated the lithological content of the Late Paleozoic as compared with data of B. Bouček — A. Přibyl (1959). Based on results of key boreholes ZO-8, ZO-9 and ZO-10 (Fig. 1), on new geological mapping and on several other boreholes, the development of the Late Paleozoic may be characterised as follows:

Upper Carboniferous

Basal part of the Upper Carboniferous is characterised by conglomerates with graywacke — siltstone intercalations and with small proportions of graywackes or lithic arenites. A gradual transition of the pséfític facies into psammitic one has been ascertained to the overlier. Psammites pass higher up into pelitic development. This pelitic development represents probably middle portions of the Upper Carboniferous. Thin anthracite measures with changing thickness from several cm to 2.2 m are for this member typical. Thin bankets of black carbonate occur over anthracite layers in single cyclothemes. Hence, this development represents a deltaic type, witnessed by frequent cross-bedding of the lithic arenite, too.

The graywacke to lithic arenite member occupies supreme positions of the Carboniferous development. This development manifests monotonously alternating sequence of grey lithic arenites and arcoses with lesser amount of dark-grey shales. Greyish-greenish quartz porphyry and pyroclasts of ignimbrite character occur in this member as volcanic ingredient. Thin bankets of marly limestone frequently occur in the overlier of volcanites.

Permian

The Carboniferous development passes gradually into the Permian one. The border zone is represented by a psammitic development marked by alternating reddish-brown and green colour of sediments. Gravelites and poorly sorted conglomerates appear gradually.

The lower psefitic member of the Permian passes higher up into a huge volcanic-psammitic development with variegated lithic arenites of brownish-red or green colour. The share of sandy shales and pelites is lesser. Presence of greyish-green quartz porphyry (up to 80 m thickness) and a lesser amount of pyroclasts is for this member characteristic.

The upper part of this member is built up by micaless aleuritic shales of reddish-brown colour that were formerly designated as the Černočov beds. Light green quartz porphyry tuffs frequently occur in the underlier of these shales.

The border between the Carboniferous and the Permian is downwards as regard to the boundary of the grey and red colour of strata, according to lithological characteristics. This fact may be proved by increased content of radioactive elements yet below the change in colour (oral communication of I. Stimmel).

Mesozoic

Poorly sorted conglomerate with pebbles 0.2—30 cm in diameter occurs in the overlier of reddish-brown shales in broader vicinity of the Ladmovce village. We regard this conglomerate as to represent bordering horizon between the Permian and the Triassic. The conglomerate has an average thickness of 50 m. A pronounced horizon of whitish-grey well sorted quartzite occurs over conglomerate.

The Campilian has been stated only from its superposition. The Campilian beds are represented by dark to blackish marly shales and by thin bedded, dark-grey carbonates. These carbonates are intensively folded and imbricated. The thickness of the Campilian does not exceed 30 m. The Campilian gradually passes into the limestone-dolomite sequence of the Middle Triassic. Its lowermost part is built up of dark-grey limestone passing into alternating dolomite-limestone development. Higher up are saccharous black and grey dolomites belonging probably to the Upper Triassic.

Dark sandstone, black shale and organogenic black limestone fragments were found to the NW from Somoš high near to the Ladmovce village. These fragments did not yield determinable faunistic remains as yet. With regard to their position, these fragments we assumed as to represent the Upper Triassic or Liassic.

Tectonics

New geological mapping and boreholes revealed an imbricated-thrusted tectonic pattern of the Late Paleozoic in the Zemplín Inselberg area. The system of partial overthrusts forms a nappe-like structure, named by us as the Zemplín nappe. In its outcropping part the nappe structure is built up of three huge slices. These

partial nappe structures were thrust from the NNE to the SSW, as it may be supposed from till now achieved results.

According to results obtained from the ZO-8 borehole near the Veľká Trňa village, the Zemplín nappe lies on a peculiar epimetamorphic assemblage reminding to an envelope Permian that differs from the Permian of the Zemplín Inselberg development. Crystalline schists similar to outcropping ones in the Byšta village vicinity may be expected in the underlier of this Permian. The nappe basal surface is inclined about 20—30 degree to the NNE (Fig. 3).

Comparison of the Late Paleozoic of the Zemplín Inselberg area with developments of neighbouring tectonic units

Correlation of the Zemplín Inselberg area with the Mecsek Mts. (Hungary) and Getic nappe of Banat area (Roumania)

Most similarities occur between these areas. Striking similarities are due to the general lithologic development of the Carboniferous and the Permian, to the stratigraphical range, paleovolcanics type, sedimentation environment as well as due to the Mesozoic development in all three areas. (Fig. 2.).

The Carboniferous is represented by the Stephanien in all three areas having graywacke to arcose development with coal (anthracite) measures. The most complete profil of the Carboniferous has been obtained from the Zemplín Inselberg area owing to realised deep boreholes. One of this boreholes reached the underlier of the Carboniferous as well.

The Carboniferous — Permian boundary is gradual in all three areas. It is generally marked by variegated colour of the Permian. Black shales occur frequently in the Lower Permian of the Getic nappe as well. This boundary is more correct to situate downwards according to sedimentary transition as well as to contents and correlations of radioactive elements, instead of the change in colour to red, violet and green colours of the Permian.

The Permian may be well correlated in these areas due to similar sedimentary developments and to acidic volcanic manifestations in its middle and upper part. Carbonates are rare, probably they occur most commonly in the Zemplín Inselberg area. A pelitic development is characteristic for the Upper Permian, represented by Černochoch beds in the Zemplín Inselberg.

The Permian — Triassic boundary is relatively uncertain in all three areas. Conglomerate and the Jakabhegy sandstone is regarded as to represent Upper Permian or Lower Triassic in the Mecsek Mts. area. Presently (M. Kassai 1976) this conglomerate-sandstone complex has been enlisted to the base of the Werfenian. Good correlation exists between Jakabhegy sandstone and sandstone in the SE part of the Zemplín Inselberg area, accompanied here by conglomerates in lowermost parts, as well. The transition from the Permian to the lowermost Triassic is similar in the Getic nappe, too (M. Sandulescu et al. in M. Maher et al. 1974).

Marls and clay shales are typical for the Campilian strata. They contain thin layers of dark to black limestones in all three areas.

The Gresten facies of the Liassic accompanied by alkaline basic volcanites is typical both for the Getic nappe and Mecsek Mts. development. Such development of the Liassic has been not ascertained till now in the Zemplín Inselberg area.

However similar development may be expected to the E—SE from the Zemplín Inselberg in the basement of the Neogene molasse. A small occurrence of dark shales, sandstones and organogenic limestones in the overlier of Mesozoic dolomites has been found to occur in the eastern edge of the examined area. This occurrence seems to indicate the probability of a similar Gresten development.

The similarities between the Zemplín Inselberg developments and that of the Choč nappe seem to be not so striking as regard the Late Paleozoic, as it is the case between so far discussed areas. The main difference is mainly due to the presence of tholeiitic melaphyres in the Choč nappe whereas rhyolitic paleovolcanites are typical for the Zemplín nappe. Both these magmatic groups represent products of a single (bimodal) magmatic formation generated in paleorifts as supposed to the sedimentation area of the Choč nappe (J. Vozár 1977).

From this point of view the difference between paleovolcanites in both areas seems to be not a decisive limiting factor.

The Upper Carboniferous of the Choč nappe is not so complete as in the case of the Zemplín nappe. Therefore the correlation may be not carried out in satisfactory manner. Important similarity is due to the gradual transition from the Carboniferous to the Permian and due to good correlations in the Permian developments (Fig. 2). Similarly, a transition is supposed to exist between the Permian and the Lower Triassic in both areas.

Tectonic aspects of correlation

As it was mentioned the Zemplín Inselberg development shows clear relations with ones of the Mecsek Mts. and of the Getic nappe in Roumania. Crystalline occurs in the underlier of Late Paleozoic complexes overall in these areas. As there a lithologic correlation exists between the Zemplín Inselberg and Mecsek Mts. area, it means that a palaeogeographic and probably also tectonic connection would be supposed. The Mecsek Mts. area lies to the SE from the Zágreb—Kulcs line running along the SE border of the Igal—Bükk syncline. The northeastern continuation of the Zágreb—Kulcs line has been not unambiguously interpreted as yet. In case of possible relation between both areas the Zágreb—Kulcs line may be supposed to the NW from the Zemplín Inselberg area. Such course may be deduced from gravimetric maps as well (O. Fuszán et al. 1971). From its eastern side the Zemplín Inselberg area is delimited by the so called peripannonian lineament on which the Zágreb—Kulcs line comes to its end. Therefore this peripannonian lineament would represent an equivalent discontinuity and both lines delimit a block system of the Neogene basement formerly sometime designated as the Pannonian mass. The Zemplín Inselberg represents the northern edge of this block system and delimits the northeastern part of the Zágreb—Kulcs line. Hence this line may be rather named as the Zágreb—Zemplín discontinuity belt (P. Grecula — I. Varga, in press).

It follows from the above that common features seem to exist between the Zemplín and Choč nappe Late Paleozoic developments. Whereas supposed homeland of the Gemerides and Veporides lies in the gemeride geotectonic belt limited by Rába—Rožňava and Balaton—Darnó discontinuity belts. (P. Grecula — I. Varga in press), the homeland of the Choč nappe may be derived from the area presently represented by the Zágreb—Zemplín discontinuity belt.

Developments of the Zemplín Inselberg are compared with areas along the borders of the pannonian block system. Such disposition is common for the Mecsek Mts., for the Getic nappe, the Zemplín Inselberg and probably also for the Codru nappe system of the Apușeni Mts.

Preložil I. Varga

Mineralogické pomery Hg-ložiska Dubník

(7 obr. a 6 tab. v texte)

RUDOLF ĎUĎA — JURAJ TÖZSÉR — PAVOL BURDA — MICHAL KALIČIAK*

Минералогические условия на ртутном месторождении Дубник (Сланские горы)

На ртутном месторождении Дубник, которое находится в северной части Сланских гор, при минералогическом изучении было определено больше 40 рудных и не рудных минералов.

Характер минерализации в вулканическом комплексе „Ошварска“ прожилково-вкрапленный и связан с дозвуками магматизма в златобанской области. Возраст минерализации верхнепанонский по плиоценового.

Geology and mineralogy of the Dubník mercury deposit (Slanské vrchy Mts.)

Over 40 ore and gangue minerals were ascertained by mineralogical study on the Dubník mercury deposit, in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia). The mineralisation has a stockwerk — impregnation character in the Ošvárska neovolcanic complex. It is genetically connected with final phases of the volcanism in the Zlatá Baňa region. The age of the mineralisation is Upper Pannonian to Pliocene.

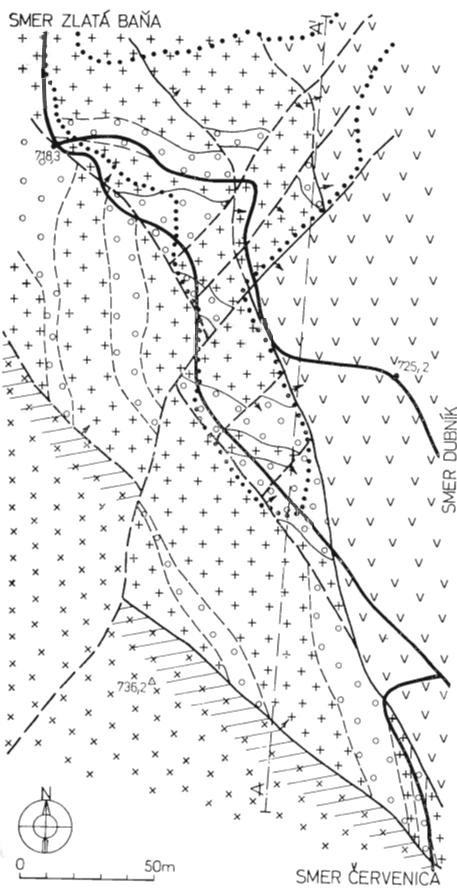
Ložisko Dubník sa nachádza v severnej časti Slanských vrchov v blízkosti cesty vedúcej z Červenice do Zlatej Bane, asi 800 m severozápadne od starej baníckej osady Dubník.

Počiatky baníctva ortuti tu siahajú približne do druhej polovice 14. storočia (J. Fichtel 1971). I. Szamota (1894 in J. Tözsér 1972) uvádza, že najintenzívnejšia ťažba rumelky v tejto oblasti bola v 16. storočí. Aj napriek bohatej histórii baníctva a pomerne rozsiahlej ťažbe rumelky sa však podrobnejšie údaje o množstve vyťaženej suroviny ani o geologicko-ložiskových pomeroch a forme vystupovania rumelky nezachovali.

Stručná geologicko-tektonická charakteristika ložiska

Ložiskové územie a jeho blízke okolie na povrchu budujú výlučne vulkanické horniny andezitového zloženia (obr. 1, 2). Z hľadiska koncentrácie ortu-

* RNDr. Rudolf Ďuďa, RNDr. Juraj Tözsér, Ing. Pavol Burda, RNDr. Michal Kaličiak, Geologický prieskum, n. p., Stará Spišská cesta, P. p. A/21, 040 51 Košice.



Obr. 1. Schematická geologická mapa Hg-ložiska Dubník
Vysvetlivky pri obr. 2

Fig. 1. Geological sketch-map of the Dubník mercury deposit
Explanations see Fig. 2

ťovej mineralizácie je najvýznamnejší stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov, ktorý J. Slávik — J. Tözsér (1973) nazvali komplexom Ošvárska. Jeho charakteristickou črtou je nepravidelné striedanie lávových prúdov s výraznou lavicovitou a doskovitou odlučnosťou, zbrekčovateľných lávových prúdov, aglomerátov a tufov premenlivej mocnosti od niekoľko dm do desiatok m. Prechody medzi nimi sú väčšinou zastreté hydrotermálnymi premenami, z ktorých sa najvýraznejšie prejavuje argilitizácia, chloritizácia, pyritizácia, markazitizácia, karbonatizácia a silicifikácia.

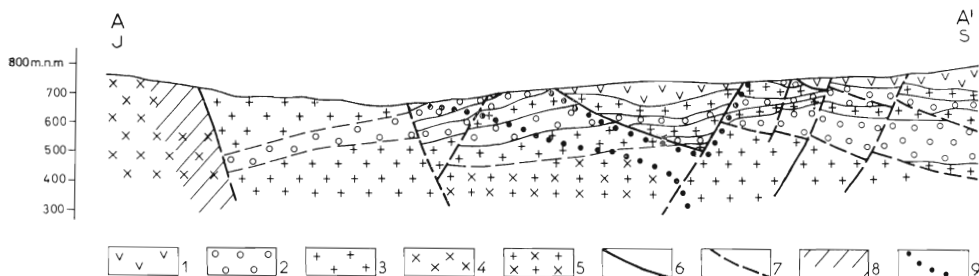
V rámci komplexu rozlíšila E. Kaličiaková (1976) štyri petrografické variety andezitov: dvojpyroxenický andezit, hyperstenický andezit, pyroxenický andezit ($\pm$ amfibol), pyroxenický andezit ($\pm$ kremeň). Rumelka

ako hlavný rudný minerál vystupuje vo forme náletov na puklinách, žiliek mm mocnosti v asociácii s pyritom, ako tmel v tektonicky drvených zónach, ale najmä vo forme jemných impregnácií v celom priereze komplexu.

V podloží okolo 200 m mocného stratovulkanického komplexu sa zistil hnedý pevný až húževnatý hematitizovaný, chloritizovaný a silicifikovaný dvojpyroxenický andezit. Charakteristickou črtou tohto andezitu je prítomnosť xenolitov veľkých maximálne 10 cm, ktoré tvorí jemnozrnná tufitická hmota, a výrazná sekundárna biotitizácia. Šupinky biotitu vo veľkosti do 0,5 cm najčastejšie tvoria zhluky a lemy okolo xenolitov a výplň dutiniek v asociácii s tridymitom (E. Kaličiaková 1976).

Ortuťová mineralizácia je v tomto andezitovom telese prítomná len sporadicky v asociácii s karbonátmi. Vytvára s nimi náteky a povlaky po puklinách v blízkosti tektonických porúch.

Severovýchodnú časť ložiskového územia na povrchu buduje amfibolicko-pyroxenicko-biotitický andezit $\pm$ SiO_2 . J. Slávik — J. Tözsér (1973) ho pokladali za dacit makroštruktúrne lávoklastického charakteru. Hornina je silne zbrekčovatená, zložená z ostrohranných fragmentov od najmenších cm



Obr. 2. Schematický geologický rez Hg-ložiska Dubník

1 — pyroxenicko-amfibolicko-biotitický andezit (spodný panón); 2—3 — strato-vulkanický komplex Ošvárska, 2 — andezitové pyroklastiká, 3 — lávové prúdy (vrch. sarmat alebo spodný panón?); 4 — andezitový komplex Libanka (stredný sarmat); 5 — hnedý dvojpyroxenický andezit; 6 — zistené tektonické línie; 7 — predpokladané tektonické línie; 8 — zóna opálovej mineralizácie; 9 — hranice rozšírenia Hg-mineralizácie

Fig. 2. Geological sketch-profile through the Dubník mercury deposit

Explanations: 1 — Pyroxene-amphibole-biotite andesite (Lower Pannonian), 2—3 — Stratovolcanic complex of the „Ošvárska“, 2 — Pyroclastic rocks of andesite composition; 3 — Lava flows of andesite (Upper Sarmatian? — Lower Pannonian?); 4 — Brown two-pyroxene andesite (Middle to Upper Sarmatian), 5 — Andesite complex of the „Libanka“ (Middle Sarmatian), 6 — Ascertained faults, 7 — Presumed faults, 8 — Zone of the opal mineralisation, 9 — Boundaries of the mercury mineralisation.

rozmerov do niekoľko m. Je chloritizovaná, pyritizovaná a výrazne markazitizovaná. Rádiometrické datovanie (J. Slávik et al. 1976) zistilo, že zodpovedá spodnému panónu (10 ± 1 mil. rokov).

Vrtné práce i geofyzika (P. Ferenc 1975) zistili, že amfibolicko-pyroxenicko-biotitický andezit $\pm \text{SiO}_2$ tvorí v ložiskovej časti územia trosku mocného zbrekciovateného lávového prúdu, v ktorého podloží je niekoľko 100 m mocný stratovulkanický komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov s podradným zastúpením pyroklastických členov. Celý tento horninový komplex je vo výraznej tektonickej pozícii voči stratovulkanickému komplexu Ošvárska pozdĺž tektonickej poruchy smeru SSZ—JJV s generálnym úklonom 60° na SV. V nadloží poruchy, teda v amfibolicko-pyroxenicko-biotitických $\pm \text{SiO}_2$ a amfibolicko-pyroxenických andezitoch, Hg-mineralizácia zistená nebola.

Z juhozápadnej strany je stratovulkanický komplex Ošvárska, na ktorý sa štruktúrne viaže ortuťová mineralizácia, v obdobnej výraznej tektonickej pozícii pozdĺž tzv. opálovej poruchy voči strednosarmatskému andezitovému komplexu Libanka, na ktorý sa štruktúrne viaže opáľová mineralizácia. Generálny smer poruchy je SSZ—JJV a má sklon 80° na SV.

Významným tektonickým prvkom sú mladšie zlomy smeru SV—JZ s generálnym úklonom na JV, ktoré segmentujú ložiskové územie na rad krých s postupným zaklesávaním na JV. Poklesové pohyby pozdĺž týchto zlomov pretrvávali aj po zrudňovacom akte. Dôkazom toho sú časté tektonické zrkadlá s vlečenou rumelkou.

Vek vulkanického komplexu Ošvárska nie je jednoznačne určený. J. Slávik — J. Tözsér (1973) ho vekove zaraďujú do panónu C. J. Tözsér — R. Rudinec (1975) na základe absolútneho veku amfibolicko-pyroxenicko-biotitických andezitov $\pm \text{SiO}_2$, ktoré ležia na báze vrchnej vulkanickej etáže Slan-

mineralizačné štádium minerál	hydrotermálne – postvulkanické štádium						supergénne štádium
	minerály hydrotermálnych premien	I perióda karbonátovo-barytová	II perióda kremeno-antimonitová	III perióda rumelková	IV perióda realgárová	V perióda chalcedonovo-opálová	
ilmenit	■						
magnetit	■						
nematit	■						
chlorit	■						
dolomit	■	■					
biotit	■						
pyrit	■	■	■	■			
kaolinit	■						
illit	■						
montmorillonit	■						
halloysit	■						
kremeň	■	■	■	■	■		
ankerit		■					
baryt		■					
fluorit		■					
manganokalcit		■					
pyrotín		■					
arzenopyrit			■				
bertierit			■				
antimonit			■				
dyskrazit			■				
kalcit			■	■		■	
auripigment				■	■		
realgár				■	■		
melnikovit				■	■		
markazit				■	■	■	
rumelka				■	■	■	
chalcedón						■	
hyalit						■	
aragonit						■	
sádrovec						■	
sagenit						■	
ozokerit						■	
hatchetín						■	
nafta						■	
limonit						■	■
metacinararit							■
melaniterit							■
halotrichyt							■
alunogen							■
barrandit							■
arzenolit							■
nontronit							■
Sb okre							■

■ postavenie v sukresívnej schéme jasné
 + ◐ postavenie v schéme pravdepodobné

ských vrchov, predpokladajú, že vulkanizmus komplexu Ošvárka bol činný na rozhraní sarmatu a panónu.

Rádiometrické datovanie andezitu z vrtu ZIB-10, situovaného v tomto komplexe, ukázalo vek $8,4 \pm 3$ mil. rokov, ale tento vek nezodpovedá geologickej pozícii komplexu Ošvárska. V tomto prípade ide najpravdepodobnejšie o mladší diferenciát, dajku.

Mineralogická charakteristika ložiska

Ložisko je charakteristické pestrým mineralogickým zložením. Identifikovalo sa tu viac ako 40 rudných a nerudných minerálov, pričom iba rumelka ako hlavný rudný minerál má ekonomický význam. Podstatná časť minerálov vznikla v podmienkach hydrotermálnopostvulkanickej činnosti.

Opis minerálov

Rumelka. Na ložisku vystupuje v dvoch formách: impregnačnej a žilníkovej. Rumelka má dvojakú farbu. Zatiaľ čo jemnozrnné, práškovité agregáty sú jasnočervené, rumelka vystupujúca v žilkách je hrubozrnnnejšia, má tmavší odtieň a výrazný sklený lesk.

Zrníčka rumelky majú v prevažnej miere alotriomorfne obmedzenie.

Rumelku potvrdila rtg-analýza a semikvantitatívna spektrálna analýza (tab. 2). Z paragenetického hľadiska rumelkovú mineralizáciu sprevádza silná markazitizácia, pyritizácia a argilitizácia hornín. Vystupuje prevažne v jemnoimpregnačnej forme spolu s pyritom I a II, markazitom I. V žilníkovej forme je rumelka zriedkavejšia a vytvára drobné, maximálne 1,5 cm mocné žilky v tesnej asociácii s kalcitom, chalcedónom a markazitom.

Zo sukcesívneho hľadiska je rumelka I staršia ako chalcedón a markazit II, ale mladšia ako kalcit I a markazit I. Ortuťová mineralizácia sa javí ako jednoetapový akt, hoci časť rumelky v žilníkovej forme v asociácii s chalcedónom sa zdá byť remobilizovaná počas postvulkanických procesov z okolitých hornín.

Na ložisku bola zistená až do hĺbky 250 m, jej priestorové rozšírenie je však veľmi nepravidelné. Vytvára viac-menej nepravidelné šošovky, resp. zóny viazané na tektonické poruchy. V juhovýchodnej časti ložiska do hĺbky možno pozorovať postupný prechod ortuťovej mineralizácie do antimonitovej.

Antimonit. Vystupuje v juhozápadnej časti ložiska spolu s pyritom, zriedkavejšie s kremeňom a markazitom. V hornine vyplňa drobné dutinky a puklinky. Kryštáliky antimonitu dosahujú maximálne veľkosť 2 cm, sú idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené, usporiadané do radiálno-lúčovitých agregátov. Najčastejšie však tvorí jemné plstnaté agregáty. Antimonit potvrdila rtg-analýza. Vo výplni drobných mikrodrúz a žiliiek s antimonitom vystupuje kremeň a korodované zrná pyritu. Bezprostredná asociácia antimonitu s ru-

Tab. 1. *Predbežná sukcesívna schéma Hg-mineralizácie ložiska Dubník*

1 — kryštalizačný interval minerálu, 2 — postavenie v schéme sukcesie je neisté.
Scheme of succession of the mineralisation on the Dubník mercury deposit.
1 — crystallization interval 2 — uncertain position in the scheme.

melkou zatiaľ nebola zistená. Makrotextúrne je antimonit starší ako žilky markazitu I a II a žilky pyritu IV.

Semikvantitatívna spektrálna analýza antimonitu (tab. 2) zistila ako hlavný komponent Sb, nepatrnú prímes Pb (pod 0,001 ‰), ale značnú časť Fe (nad 1 ‰), ktorá je pravdepodobne heterogénneho pôvodu, resp. sa môže viazať na drobné inklúzie Pb—Sb a Fe sulfosoli, ktoré v asociácii s antimonitom v oblasti Zlatej bane boli mikroskopicky identifikované ako berthierit a dyskrazit (K. Együd in J. Tözsér 1972; J. Pták 1956).

Realgár. Zistil sa v asociácii s auripigmentom, nontronitom a rumelkou vo forme výplne drobných dutín a puklín (J. Tözsér — K. Együd 1972). Tvorí drobné idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené kryštálky jasnočervenej farby. Kryštálky sú pozdĺžne ryhované a ojedinele dosahujú veľkosť 8 mm. Okrem toho bol realgár zistený vo forme jemnopráškovitých agregátov v asociácii s červenobielym práškovitým minerálom, ktorý podľa difrakčných čiar rtg-analýzy (3,06; 1,922 Å) zodpovedá arzenolitu (J. Tözsér — K. Együd 1972). Podľa F. V. Čuchrova (1961) vzniká arzenolit ako sekundárny minerál rozpadom realgáru.

Semikvantitatívne spektrálne analýzy minerálov z ložiska Dubník

1 — nad 1 ‰, 2 — 0,1–1 ‰, 3 — 0,01–0,1 ‰, 4 — 0,001–0,01 ‰, 5 — neisté stanovenie.

Semiquantitative spectral analyses of minerals of the Dubník mercury deposit

1 — over 1 p. c., 2 — 0,1 to 1 p. c., 3 — 0,01 to 0,1 p. c., 4 — 0,001 to 0,01 p. c., 5 — uncertain determination.

Tab. 2

Lokalizácia	Minerál	Ag	Al	As	B	Bi	Cd	Ca	Co	Cu	Fe	Ge	Ga	Hg	In	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Sb	Se	Si	Sr	Ti	V	W	Y	Zn	Zr	Yb
ZLB-35/58,8	rumelka	?	■	■	?		■		•	•	•	•	•	•				■	•	■	■	•	•	•	•	■	•						•	•	•
ZLB-52/99,5	rumelka	•	■	■						•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-44/76,6	rumelka	•	■	■		?	■			•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-31/49,0	antimonit	?	■	■			■		•	•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-52/99,5	antimonit	?	■	■	•		■		•	•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-44/86,0	antimonit	?	■	■			■			•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-25/58,8	pyrit	?	■	■		?	■		•	•	•	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-38/23,4	markazit	?	■	■	•	?	■		•	•	•	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-60/31,5	markazit		■	■			■			•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•								•
ZLB-38/III,3	aragonit	?	■	■	•	■	■		•	•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-30/199,2	aragonit		■	■	•		■		•	•	■	•	•	•	•			■	•	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•
ZLB-16/535,4	Fe-dolomit	■					■			•	■							■	■	■	■	•				■									•
ZLB-16/535,4	ankerit		■	■		•	■			•	■							■	■	■	■	•				■								•	•
ZLB-16/534,0	ankerit		■	■			■			•	■							■	■	■	■	•				■								•	•
ZLB-16/580,0	almandín		■	■	•		■		•	•	■	•	•	•	•			■	■	■	■	•	•	•	•	■	•							•	•

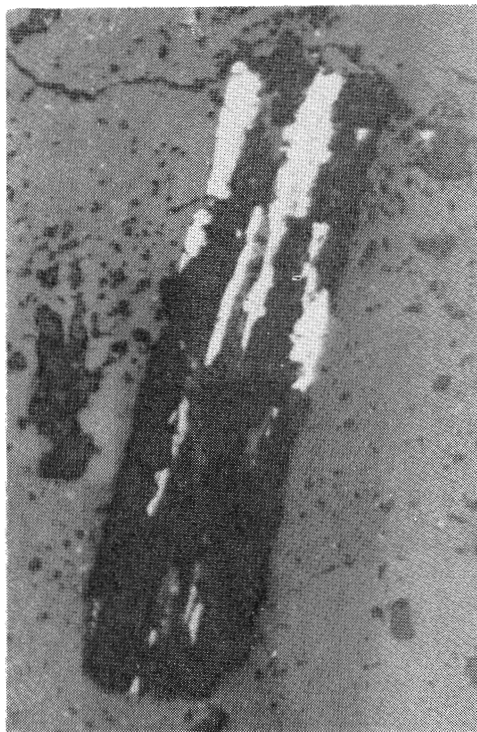
■ 1 ■ 2 ■ 3 □ 4 □ 5

Auripigment. V hornine tvorí drobné sieťovité žilky mm mocnosti, príp. drobné hniezda. Asociuje s realgárom, rumelkou, nontronitom a markazitom. Auripigment bližšie identifikovali J. Tözsér — K. Együd (1972), ktorí ho vekove zaraďujú pred realgár. Semikvantitatívnou analýzou zistili zvýšený obsah Sb a Hg, ktoré podľa F. V. Čuchrova (1961) možno pokladať za izomorfnú prímes.

Pyrit. Na ložisku patrí k najrozšírenejším minerálom. V hornine tvorí najčastejšie jemné impregnácie a výplň drobných, väčšinou sieťovite rozložených žíliet mm mocnosti. Veľkosť zŕn pyritu je do 1 mm, vzáčne možno nájsť aj väčšie zrná. Mikroskopicky sa pyrit zistil v hexaedrickom vývoji. Zrná sú hypidiomorfne až idiomorfne obmedzené, na hranách často korodované (pyrit I). V hornine v okolí tmavých horninotvorných minerálov (pyroxénov, amfibolov) vytvára pyrit nepravidelné lemy, niekedy s výraznými žilkovitými prienikmi do vnútra týchto minerálov (pyrit II, obr. 3).

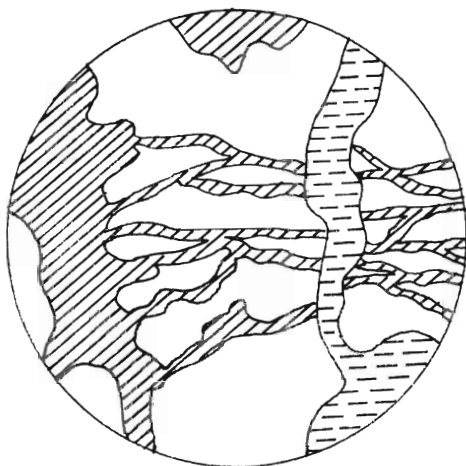
P. Pták (1957) opísal v oblasti Zlatej Bane podobný vývoj pyritu, pričom pyrit oboch vývojov pokladá za produkt hydrotermálnej premeny. Pyrit hexaedrických tvarov v asociácii s chloritom a sericitom zaraďuje do procesu pyritizácie hornín. Pyrit jemných pseudomorfóz v okolí porfyrických výrastlíc zaraďuje k produktom najvyššieho štádia hydrotermálnej premeny hornín. Na ložisku je značne rozšírený aj pyrit III, ktorý v hornine tvorí výplň drobných pukliniek a trhliniek. Vystupuje v asociácii s markazitom, rumelkou, kremeňom, chalcedónom a karbonátmi. Má alotriomorfny vývoj a je mladší

než pyrit impregnačnej formy (obr. 4). Okrem toho sa našli aj drobné žilky pyritu IV, ktoré pretínajú žilky pyritu III a sú najmladšie. Všetky štyri zistené generácie pyritu sú však staršie ako rumelková mineralizácia. Vo vrte ZlB-16 v ankeritovo-barytových žilkách vytvára vnútornú výplň ako najmladší a naopak po okrajoch lemuje drobné kalcitové žilky. Pyrit III a IV v žilníkovom vývoji má len nepatrnú prímes izomorfných prvkov Ni, Co a časť As (tab. 2).



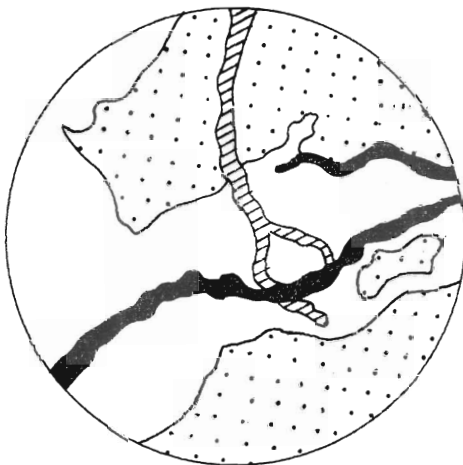
Obr. 3. Drobné lemy a výplne pukliniek vo výrastlici amfibolu tvorené pyritom II. Nábrus, bez nikolov, zväčš. 63×.

Fig. 3. Tiny fringes and crevice accretions of pyrite II in an amphibole phenocryst. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.



Obr. 4. Drobné žilky a zrná pyritu III popretínané mladším markazitom. Nábrus, zväčš. 63×.

Fig. 4. Small veinlets and grains of pyrite III cut by younger marcasite. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.



Obr. 5. Žilky pyritu III popretínané žilkami pyritu IV. Obe generácie pyritu sú mladšie ako zrná kremeňa. Nábrus, zväčš. 63×.

Fig. 5. Veinlets of pyrite III cut by younger veinlets of pyrite IV. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.

Veľmi vzácné boli zistené mikroskopické atolovité formy pyritu s kolomorfnými náznakmi. L. Drnžíková (in J. Grech 1959) pozorovala podobné formy v okolí Zlatej Bane a pokladá ich za melnikovité.

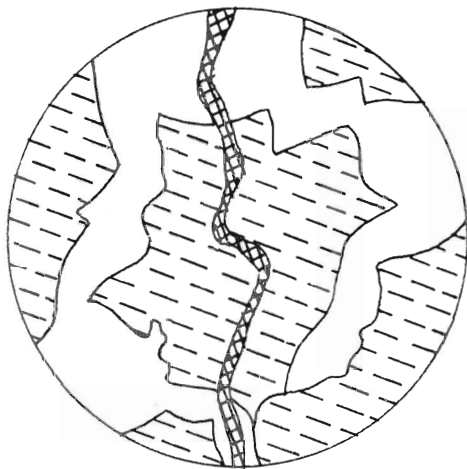
Markazit. Na ložisku je pomerne rozšírený a najčastejšie tvorí žilky mm mocnosti. Vzácné sa zistili pekné drúzovité agregáty v dutinkách (vrt ZlB-16). Kryštálíky markazitu sú na povrchu intenzívne ryhované a na vzduchu po krátkom čase vznikajú iridujúce nálety. Mikroskopicky markazit vytvára hypidiomorfne obmedzené kopijovité a kosoštvorcovité agregáty v asociácii s pyritom, rumelkou a chalcedónom. Markazit možno často pozorovať ako tmel horninových úlomkov, zŕn pyritu a lemuje drobné chalcedónové žilky. Zriedka možno pozorovať prenikanie žiliek pyritu IV cez markazit (obr. 6).

Vo vrte ZlB-29 sa našli dve generácie markazitu časovo oddelené od seba kalcitom, pričom markazit II vznikol po kalcite a pred chalcedónom. V niekoľkých prípadoch boli spozorované drobné inklúzie ihličkovitých tvarov, ktoré sú slabšie anizotropné, žltobielej farby a nižšej odrazivosti ako markazit. Pravdepodobne ide o pyrotín, ktorý môže s markazitom vytvárať zrazy (F. V. Čuchrov 1965). Nie je však vylúčená ani prítomnosť pyrotínu viažúceho sa na staršie mineralizačné periódy, neskôr premeneného na markazit.

Markazit neobsahuje výraznejšie izomorfné prímеси, aj keď nepatrná časť Ni, Cu, Ag môže izomorfný pôvod, resp. sa viaže na inklúzie nejasného pyrotínu (tab. 2).

V asociácii s pyritom a antimonitom sa mikroskopicky zistil aj arzenopyrit, ktorý vytvára idiomorfne až hypidiomorfne agregáty po okraji antimonitových žiliek. Zriedkavo ho tmelí pyrit. Jeho vznik sa viaže na antimonitovú mineralizačnú periódu.

V asociácii s pyritom, kremeňom a karbonátmi sa na ložisku zistil baryt,



Obr. 6. Prenikanie žiliek pyritu IV cez zrná markazitu. Nábrus, zväčš. 63×.

Fig. 6. Penetration of pyrite IV veinlets through marcasite phenocryst. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.

ktorý tvorí zrnká, žilky a v dutinkách na kalcite vzácné aj idiomorfne vyvinuté kryštáliky tabuľkovitého tvaru s veľkosťou do 3 mm. Je mliečnobielej farby, baryt v idiomorfnom vývoji je žltobiely. Na základe odlišného vývoja a paragenézy predpokladáme na ložisku dve generácie barytu (R. Ďuďa et al. 1976).

V silne premenených horninách v asociácii s kalcitom, kaolinitom a pyritom rtg-analýza zistila aj fluorit (R. Ďuďa et al. 1976). K. Együd (in J. Tözsér 1972) opísal aj barytocelestín, a to vo forme hviezdicovito sa zrastajúcich tabuliek.

Nepodstatným minerálom na ložisku v asociácii s Fe-karbonátmi, barytom, pyritom a antimonitom je kremeň. Vystupuje vo forme drobných žiliek mm mocnosti a malých hniezd. Je mliečnobiely až sivý. Mikroskopicky majú agregáty kremeňa silne lalokovitý vývoj. Vo vrte Dk-1 sa zistili dve generácie kremeňových žiliek. Staršie, kremeňovo-karbonátové žilky s mocnosťou do 1 cm sú zjavne popretínané mladšími kremeňovo-pyritovými žilkami.

Karbonátová mineralizácia sa na ložisku prejavuje v žilníkovej forme najmä v hlbších častiach ložiska. Kalcit tvorí mliečnobiely až poloprieľadné žilky v asociácii s pyritom, markazitom, rumelkou, antimonitom a chalcedónom. V dutinkách hornín tvorí pekne vyvinuté kryštalické agregáty. Zistili sa tri generácie kalcitu. Najstarší kalcit I v asociácii s pyritom a arzenopyritom vytvára v antimonitových žilkách drobné hniezda. Kalcit II žilkovitého vývoja s pyritom a sporadicky s rumelkou segmentuje staršie antimonitové žilky s hniezdami kalcitu I. Najmladšie generácie kalcitu III sú v asociácii s chalcedónom, markazitom a rumelkou (obr. 7).

Vo vrte Zl. B-16 sa na zložení karbonátovo-sulfidických žiliek v prevažnej miere zúčastňuje ankerit. Je strednokryštalický, svetlohnedý a má nepatrnú prímes Mn. Identifikovala ho rtg-analýza a semikvantitatívna spektrálna analýza (tab. 2). Vystupuje v asociácii s dolomitom a pyritom. Dolomit identifikovala rtg-analýza, spektrálne boli zistené obsahy nad 1 % Fe, Mg, Ca a ako izomorfná prímes aj Mn (tab. 2). Ako najmladší v asociácii s ankeritom a dolomitom zriedkavo vystupuje aj manganokalcit. Je ružovkastobielej farby a jemnokryštalického vývoja.

Aragonit. Tvorí žilky bielej farby s výraznou priečne vláknitou textúrou. Žilky majú monominerálnu výplň. Semikvantitatívnu spektrálnu analýzu (tab. 2) sa v aragonite zistila značná prímes Sr a Ba. Aragonit potvrdila rtg-analýza.

Najmladšiu primárnu mineralizáciu reprezentujú chalcedónovo-opá-

lové žilky, ktoré sú v podstatnej miere zložené z chalcedónu. V asociácii s kalcitom, markazitom a rumelkou tvorí žilky mocné 1—2 cm. Je sivomodrej farby, jemne prúžkovaný, s charakteristickými nátekmi. V žilkách je vo forme výplne dutín prítomný číry a priehľadný opál — hyalit.

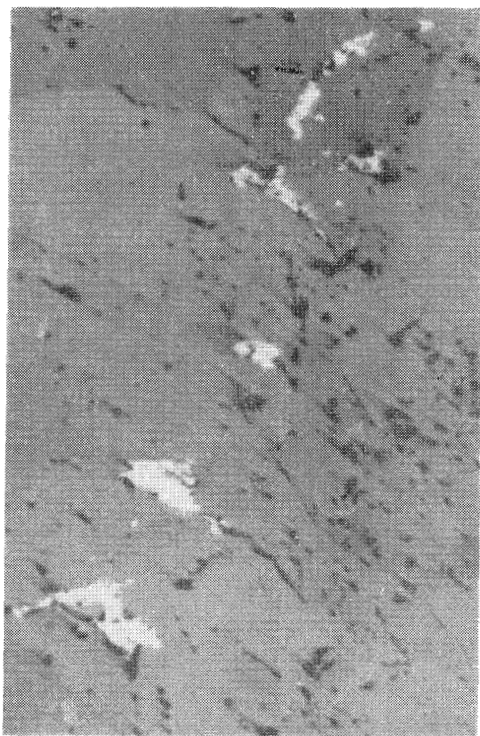
Sadrovce. Našiel sa vo forme monominerálnych žiliiek mocných 1—2 cm s výraznou priečne vláknitou textúrou. Makrotextúrne sadrovcové žilky pretínajú kremeňovo-pyritové a markazitové žilky. Nejasné je však ich postavenie voči chalcedónovým žilkám. Z ortuťových ložísk Zakarpatska sa sadrovec uvádza ako bežný primárny minerál spätý s konečnou fázou postvulkanicko-hydrotermálnej činnosti (E. A. Lazarenko et al. 1963).

Mikroskopicky sa v kalcite zistili drobné ihličkovité kryštáliky sagenitu a v kalcitoch sa semikvantitatívnou spektrálnou analýzou zistil zvýšený obsah Ti.

Supergénna zóna je na ložisku vyvinutá nevýrazne. V starých banských dielach a v ich okolí má najväčšie rozšírenie limonit. Na horninách postihnutých silnou pyritizáciou a markazitizáciou vznikajú v dôsledku atmosferických činiteľov jemnovláknité povlaky a hniezda halotrichitu a alunogénu v sprievode jemnej kôry melanteritu. Prejavy antimonitovej mineralizácie sú sprevádzané povlakmi žltých až oranžovožltých Sb-okrov.

Vo vrte Zl. B-30 sa zistili drobné zelenkasté guľičky barranditu (R. Ďuďa et al. 1976). Veľmi zriedka, najmä pri väčších nahromadeninách rumelky boli identifikované čierne drobné zrnká metacinabaritu. V sprievode s auripigmentom sa zistil žltozelený až zelený práškovitý povlak nontronitu. Semikvantitatívna spektrálna analýza nontronitu (J. Tözsér 1972) zistila prevahu Al nad Fe, čo poukazuje na prítomnosť Al-nontronitu. V asociácii s auripigmentom a realgárom boli zistené aj prejavy arzenolitu.

V hlbších častiach ložiska karbonátovými a chalcedónovými žilkami sú pomerne hojné organické látky. V dutinkách tvoria priehľadné agregáty žltkavej farby s jemnou šupinkovitou odlučnosťou. Rýpu sa nechťom, na slnku sa topia a zanechávajú masťnú škvrnu. Majú nižšiu špecifickú



V hlbších častiach ložiska karbonátovými a chalcedónovými žilkami sú pomerne hojné organické látky. V dutinkách tvoria priehľadné agregáty žltkavej farby s jemnou šupinkovitou odlučnosťou. Rýpu sa nechťom, na slnku sa topia a zanechávajú masťnú škvrnu. Majú nižšiu špecifickú

Obr. 7. Drobné zrnká rumelky vytvárajúce centrálnu časť kalcitovej žilky (III. generácie). Nábrus, bez nikolov, zväčš. 63×.

Fig. 7. Small grains of cinnabar in the central part of a calcite veinlet (third generation). Polished specimen, without nicols, magn. 63×.

kú váhu ako voda. Rtg-analýza (tab. 3) poukazuje na zmes hatchetínu a ozokeritu, ktorý vystupuje viac-menej vo forme čiernych voskovitých hniezd s hatchetínom. Zriedkavo sú tieto organické látky sprevádzané kvapôčkami ropy s typickým zápachom, čiernohnedou farbou a po otvorení dutinky zostávajúcou mastnou škvrnou.

Hydrotermálne premeny

Výraznou charakteristickou črtou vulkanických hornín ložiska sú ich hydrotermálne premeny. Najrozšírenejšia je argilitizácia hornín, s ktorou je zjavne spätá Hg-mineralizácia. V horninách sú bežné modrasté a ružovkasté práškovité povlaky, ktoré rtg-analýza identifikovala ako halloyzit až ferihalloyzit (tab. 4). Podobne vo forme jemných náletov a výplne dutín vystupujú biele ílové minerály, ktoré rtg-analýza kvalifikovala ako kaolinit (tab. 5), len v menšej miere ako montmorillonit (tab. 6). Všeobecne sa na ložisku v podstatnej miere zistili minerály kaolinitovej skupiny (kandity), kým minerály montmorillonitovej skupiny (smektiny) majú podradné zastúpenie. Chloritizácia

Röntgenometrická analýza organických látok
X-ray determination of organic compounds

Tab. 3

P. č.	Zl. B—9/135,0		Zl. B—52/240,0		Ozokerit, N° 903	
	Im	dm	Im	dm	It	dt
1	10	17,673	10	17,395	6	17,0
2	4	11,882	6	11,511	—	—
3	—	—	2	8,605	—	—
4	—	—	1	4,927	5	4,76
5	10	4,152	8	4,144	10	4,256
6	6	3,738	5	3,738	8	3,798
7	—	—	1	3,321	2	3,408
8	—	—	2	3,164	4	3,074
9	3	2,139	3	2,133	3	2,147
10	2	1,925	1	1,908	4	1,945
11	2	1,751	—	—	5	1,745
12	2	1,663	—	—	4	1,678

Röntgenometrická analýza halloyzitu
X-ray determination of the halloysite

Tab. 4

P. č.	Zl. B.—49/85,2		Zl. B.—38/42,6		Halloyzit, N° 810	
	Im	dm	Im	dm	It	dt
1	10	7,525	10	7,400	2	7,36
2	5	4,395	10	4,404	10	4,41
3	5	3,624	3	3,590	6	3,62
4	—	—	1	2,682	—	—
5	—	—	3	2,555	7	2,57
6	3	2,341	3	2,351	3	2,340
7	1	1,683	2	1,680	4	1,685

Röntgenometrická analýza kaolinitu
X-ray determination of the kaolinite

Tab. 5

P. č.	Zl. B.—55/21,2		Zl. B.—33/85,6		Zl. B.—34/86,0		Kaolinit, N° 805	
	Im	dm	Im	dm	Im	dm	It	dt
1	10	7,207	10	7,115	10	7,115	10	7,13
2	7	4,404	3	4,421	4	4,421	4	4,47
3	1	4,076	4	4,159	3	4,136	3	4,15
4	5	3,584	10	3,561	8	4,556	10	3,556
5	4	2,549	4	2,549	4	2,543	7	2,559
6	1	2,494	4	2,492	4	2,481	6	2,483
7	4	2,341	6	2,337	5	2,332	8	2,330
8	—	—	2	2,278	2	2,284	5	2,288
9	1	1,972	2	1,992	2	1,981	5	1,993
10	1	1,675	4	1,663	2	1,657	8	1,663

Röntgenometrická analýza montmorillonitu
X-ray determination of the montmorillonite

Tab. 6

P. č.	Zl. B—14/202,7		Montmorillonit, N° 881c	
	Im	dm	It	dt
1	10	14,730	10	15,3
2	3	5,039	6	5,1
3	7	4,404	10	4,45
4	2	4,270	4	4,270
5	3	3,037	8	3,07
6	5	2,537	10	2,552
7	2	2,494	6	2,497
8	7	1,491	9	1,491

Pri všetkých röntgenometrických analýzach bola použitá Mikrometa 2 s rtg. goniometrom, metóda Bragg — Brentano, žiarenie $\text{CuK}\alpha$, filter Ni, štrbiny 5' a 10', rýchlosť otáčania 2°/min., žeravenie 30 kV, 10 mA, citlivosť 3/1 000. Vyhотовilo Laboratórne stredisko v Spišskej Novej Vsi, Geologický prieskum, n. p., zhotovila Ing. M. Kušnyerová, exponoval B. Zamiška.

sa štruktúrne viaže hlavne na tektonické poruchy v sprievode silnej pyritizácie. Okrem toho sa na základe mikroskopických rozborov rozlíšila karbonitizácia, silicifikácia, opalizácia a biotitizácia (E. Kaličiaková 1976).

Genéza a časový vývoj Hg-mineralizácie

Ortuťová mineralizácia ložiska Dubník je geneticky spätá s dozvukmi magmatizmu v severnej časti Slanských vrchov.

Aj keď pozícia ložiska v periférnych častiach zlatobanskej vulkanotektonickej depresie zvädza spájať rumelku s mineralizačnými procesmi spätými s vývojovými etapami tejto centrálnej vulkanoplutonickéj zóny, doterajšie výsledky výskumov izotopov síry ukazujú na zmiešaný typ rudonosných roztokov minimálne dvojakého pôvodu. Preto takéto priestorové vystupovanie produktov Hg-mineralizácie nemožno podľa nás pokladať za prejav zonálnosti zrudnenia.

So zrudňovacími procesmi spätými s vývojovými etapami zlatobanskej vul-

kanotektonickej depresie spájame len typ kremeňovo-rumelkových žiliek, známych aj z centrálnych častí kaldery v oblasti kóty Nosger. Tento typ zrudnenia tvorí v porovnaní so žilníkovno-impregnačným typom iba nepatrnú časť rudnej výplne ložiska.

Ani úzka priestorová afinita k svinickému zlomu, pozdĺž ktorého regionálne šlichovanie zistilo niekoľko anomálnych koncentrácií rumelky ďaleko za hranicami vulkanického pohoria, nedovoľuje geneticky spájať zrudnenie ložiska s vývojom zlatobanskej vulkanotektonickej depresie. Tento zlom slúžil ako komunikačný systém rudonosných roztokov, ako rudolokalizujúce systémy slúžili sperené poruchy spomínaného zlomu SV—JZ smeru a vhodné litologické prostredie okolo nich s vhodnou primárnou aj sekundárnou dezintegráciou.

Aj napriek širokej paragenetickej škále zistených minerálov je rumelka výrazne prevládajúcim minerálom ložiska, takže z ekonomického hľadiska tu prakticky ide o monominerálnu rudu. Jemnoimpregnačný charakter hlavnej časti rumelky svedčí o tom, že hlavná etapa rudotvorných procesov prebehla v krátkom časovom období.

V minerálnej výplni ložiska však možno pozorovať, že prínosu hlavnej časti Hg-mineralizácie predchádzali dve nevýznamné mineralizačné periódy, karbonátovo-barytová a kremeňovo-antimonitovo-rumelková, ktoré od vlastnej Hg-mineralizácie stoja oddelene a sú od nej zreteľne staršie. Naopak po hlavnom rudonosnom akte (ortuťová mineralizačná perióda) došlo k naloženiu arzénovej mineralizácie v južnej časti ložiska a v konečných fázach zrudnenia vznikla nepravidelná 1—3 cm mocná chalcedónovo-opálová výplň puklín a trhliniek (tab. 1).

V ostatnom období najmä vďaka geochronologickému datovaniu produktov vulkanizmu sa získali nové údaje, ktoré spresňujú predstavy J. Slávika — J. Tözséra (1973) a J. Tözséra — R. Rudinca (1975) o veku ortuťovej mineralizácie v Slanských vrchoch, v konečnom štádiu ho však pre niektoré protirečiacie údaje ani ony definitívne neriešia.

Ide najmä o tieto údaje:

1. Produkty rumelkovej mineralizácie sú známe z andezitového telesa Nosger, ktorého vek je podľa rádiometrického datovania 12,05 m. r., čo zodpovedá strednému sarmatu (J. Slávik et al. 1976), nie sú však známe z amfibolicko-pyroxenicko-biolitických andezitov $\pm$ SiO₂ vystupujúcich priamo na ložisku Dubník, ktorých rádiometrický vek je 10,0 m. r., a teda patria do spodného až stredného panónu.

2. Podľa výsledkov regionálneho šlichovania Slanských vrchov je známa prítomnosť rumelky vo vulkanických členoch vystupujúcich v oblasti kóty Šimonka, ktorú J. Slávik — J. Tözsér (1973) zaradili do vrchnej vulkanickej etáže Slanských vrchov a prisúdili jej pliocénny vek, J. Tözsér — R. Rudinec (1975) panónsky vek. Prítomnosť rumelky v týchto vulkanických členoch pokladali spomenutí autori za jeden z hlavných dôvodov v prospech toho, aby sa Hg-mineralizácia pokladala za pliocénnu, resp. neskoropanónsku.

Nové rádiometrické merania niektorých z týchto vulkanitov (J. Slávik et al. 1976) však ukazujú, že sú staršie, ako sa podľa geologických konštrukcií predpokladalo, a že väčšina z nich patrí do vyšších častí sarmatu. Prítomnosť rumelky v nich teda nie je jednoznačným dôkazom neskoropanónskeho, resp. pliocénneho veku Hg-mineralizácie.

3. Na druhej strane však z geochronologického datovania žily pyroxenického

andezitu z ložiska Dubník sa získal vek $8,4 \pm 0,3$ m. r. (J. Slávik et al. 1976), ktorý zodpovedá vrchnému panónu. V dajkách bola zistená prítomnosť rumelky.

Zo sumarizácie zistených faktorov vychodí, že doteraz niet dôvodov revidovať náhľady J. Slávika — J. Tözséra (1973) o pliocénnom veku ortufovej mineralizácie v Slanských vrchoch.

Jediným zdanlivým argumentom proti takejto interpretácii je neprítomnosť rumelky v amfibolicko-pyroxenicko-biotitických andezitoch $\pm \text{SiO}_2$ vystupujúcich priamo na ložisku. Rumelka zistená v mladších žilách pyroxenických andezitov však vylučuje možnosť interpretovať vznik rumelky pred výlevom spomenutých amfibolicko-pyroxenicko-biotitických andezitov. Vek rumelkovej mineralizácie teda treba pokladať za pliocénny, minimálne za neskoropanónsky.

Doručené 24. 8. 1976

Odporučil M. Böhrer

LITERATÚRA

- Čuchrov, F. V. et al. 1961: Mineraly. Tom I. Moskva, izd. Nauka, 616 s.
Čuchrov, F. V. et al. 1965: Mineraly. Tom II/2. Moskva, izd. Nauka, 341 s.
Čuchrov, F. V. et al. Mineraly. Tom III/1. Moskva, izd. Nauka, 882 s.
Duda, R. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. 1976: Nález barranditu na Slovensku. Min. slovac, 8, 2, s. 163—165.
Duda, R. — Burda, P. — Kaličiak, M. — Kaličiová, E. 1976: Prejavy baryt-fluoritovej mineralizácie na Hg-ložisku Dubník. Min. slovac, in lit.
Fedorčuk, V. P. 1974: Promyšlennye typy Hg mestoroždenij. Sov. geol. (Moskva), № 8, s. 3—27.
Ferenc, P. 1975: Dubník Hg. [Záverečná správa z geofyzikálnych meraní.] Manuscript — Geofond, Bratislava, 48 s.
Fichtel, J. 1791: Mineralogische Bemerkungen von dem Karpaten. Wien, 650 s.
Grech, J. 1960: Správa o výpočet zásob z ložiska Zlatá Baňa — Sb. Manuscript — archív GP Sp. Nová Ves, 145 s.
Kaličiová, E. 1976: Petrografia a petrochémia vulkanitov ložiska Dubník. Manuscript — archív GO Košice, 18 s.
Lazarenko, E. A. et al. 1963: Mineralogija Zakarpatija. Lvov, izd. Lvov. Univ., 612 s.
Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva, Gos. nauč. tech. izd. lit. po geol. i ochr. nedr., 887 s.
Pták, J. 1957: Správa o podrobném sledování propylitizačních pásem v okolí Zlaté Baně u Prešova a předběžné zhodnocení rudních výskytů. Manuscript — Geofond, Bratislava, 246 s.
Pták, J. 1959: Propylitizace neogenních vulkanitů a polymetalické zrudnění v okolí Zlaté Baně u Prešova. Geol. průzk., č. 12, s.
Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, s. 23—49.
Slávik, J. — Bagdasarjan, G. V. — Kaličiak, M. — Orlický, O. Tözsér, J. Vass, D. 1976: Radiometrické veky vulkanických hornín Vihorlatu a Slanských hôr. Mineralia slov., 8, s. 319—334.
Smirnov, V. I. 1968: Genezis endogennych rudnych mestoroždenij. Moskva, izd. Nedra, 719 s.
Tözsér, J. 1972: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. Manuscript — Geofond Bratislava, 239 s.
Tözsér, J. — Együd, K. 1972: Prejavy arzénovej mineralizácie v Prešovskom pohorí. Mineralia slov., č. 16, s. 321—324.
Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. Mineralia slov., č. 7/3, s. 81—104.

Mineralogy of the Dubník mercury deposit

R. ĎUŽA — J. TÖZSÉR — P. BURDA — M. KALIČIAK

Products of low-temperature mineralisation are concentrated in the strato-volcanic complex of Ošvárska belonging to the lower volcanic edifice (J. Slávik — J. Tözsér 1973). This edifice is most probably of Upper Sarmatian to Lower Pannonian age according to radiometric age determinations of lower members in the upper volcanic edifice (J. Tözsér — R. Rudinec 1973).

Four varieties of andesite were distinguished in this complex by E. Kaličiová (1976) in the area of the deposit: two-pyroxene andesite, hyperstene andesite, pyroxene andesite $\pm$ amphibole and pyroxene andesite $\pm$ quartz. A body of two-pyroxene andesite is underlying the Ošvárska complex with characteristic presence of xenoliths and with secondary biotitisation. Amphibole-pyroxene-biotite andesite with/without quartz is in tectonic contact with the Ošvárska complex in the NE part of the area. Radiometric determinations manifested its Lower Pannonian age (10 ± 1 m. y. — J. Slávik et al. 1976).

The area of the deposit is disturbed by NE—SW faulting with dips to the SE which were active after mineralisation, too.

The mercury mineralization has stockwerk and impregnated character and it is concentrated practically only in the Ošvárska complex. It is accompanied by argillitisation. Cinnabar occurs only sporadically in the underlying secondary biotitised andesite, in association with carbonates forming crusts and films on fissure surfaces and near faults. Any mercury mineralisation was found in amphibole-pyroxene-biotite andesite with/without quartz.

Mineralogical study revealed over 40 ore and gangue minerals on the deposit.

The main mineral which only has economic importance is cinnabar. Aggregates forming impregnations vary from macroscopic dimensions to chambers of several centimeters having bright red colour. This variety of cinnabar is accompanied by marcasitisation, pyritisation and argillitisation of surrounding rocks. Other variety of cinnabar in stockwerks is more coarse-grained, darker and associates with calcite, chalcedony and marcasite. Probably, part of that cinnabar in stockwerks originated by remobilisation processes.

Antimonite occurs in the SW part of the deposit together with pyrite, quartz and marcasite filling of tiny cavities and crevices. Antimonite was not ascertained in association with cinnabar. Crystals of antimonite are up to 2 cm long in idiomorphic to hypidiomorphic shape. It forms mostly fibrous and radiated aggregates.

Realgar occurs in associations with auripigment, marcasite and cinnabar in forms of small cavity fillings and crevice accretions. It forms idiomorphic to hypidiomorphic crystals of bright red colour with longitudinal striation. Crystals are seldom up to 8 mm long. Realgar occurs in form of fine pulverulent aggregate in association with arsenolite, too. Auripigment forms a network of fine veinlets and associates with realgar, cinnabar, marcasite and nontronite.

Pyrite is one of most common minerals on the deposit. It forms small impregnations and veinlets. Four generations of pyrite were distinguished each older than cinnabar.

Marcasite is very common on the deposit. It occurs mostly in the form of fine stockwerks and rarely in druses. It contains in some cases inclusions of pyrrhotite spicules. Arsenopyrite was ascertained in association with antimonite and pyrite.

From gangue minerals baryte is present on the deposit probably in two generations. Moreover, fluorite, barytocelestite and quartz were ascertained. Quartz is present in form of small veinlets and tiny chambers in two generations. Carbonate minerals in deeper parts of the deposit are represented by calcite, dolomite, ankerite and aragonite. Veinlets of chalcedony and opal are products of youngest primary mineralisation. Gypsum and spicules of sagenite were only rarely observed.

As hypogene mineral limonite is common. Fibrous films and chambers of halotrichite and that of alunogen as well as fine crust of melanterite were ascertained. Antimonite is accompanied sometimes with antimony ochres. Rarely barrandite was found (R. Ďud'a et al. 1977), moreover, metacinnabarite, nontronite and arsenolite were ascertained. Hatchettine and ozokerite together with chalcedony and carbonates were observed frequently in deeper parts of the deposit.

Surrounding rocks are hydrothermally altered. Most common is argillitisation connected with mercury mineralisation. Minerals of the kaolinite group predominate over those of the montmorillonite group. Chloritisation occurs mainly along faults and it is accompanied by heavy pyritisation. Less common kinds of alteration are represented by carbonatisation, silicification, opalisation and biotitisation.

Zonality is only weakly developed. Cinnabar predominates in the upper parts while antimonite is more frequent in deeper parts of the deposit. The mercury mineralisation is probably joined with closing acts of magmatic activity in the Zlatá Baňa region. The deposit occupies peripheral position within the scope of a large volcanic structure intruded by extensive subvolcanic body of probably dioritic composition in central parts.

According to characteristic features of mineralisation the deposit belongs to the group of volcanogenetic deposits of carbonate — polyargillite type in the sense of Fedorchuk (1974). In spite of ascertained broad mineral assemblage the overwhelming part of the deposit is monomineralic. The precipitation of the cinnabar was preceded by two feebly expressed mineralisation periods of carbonate-barytes and that of quartz-antimonite. These periods are to a certain extent areally separated from the mineralisation of the cinnabar. After the main mineralisation stage of the cinnabar overprinting of arsenic mineralisation occurred. Fissures and joints were filled by chalcedony and opal in the final stage.

The age of the mercury mineralisation together with that of arsenic and antimony ones is most probably Upper Pannonian to Pliocene, according to new results (mainly radiometric age determinations of volcanic rocks) in the area of the deposit. This age is in every case younger as the age of polymetallic mineralisation of the Slanské vrchy Mts.

Preložil I. Varga

Amónna hydrosľuda vo Vihorlate

(5 obr. a 6 tab. v texte)

JÁN KOZÁČ — DANIEL OČENÁŠ — JÁN DERCO*

Новое определение аминных гидрослюды в породах Вигорлата (Восточная Словакия)

В статье описаны аминные гидрослюды находящиеся в породах на месторождении Капка в центральной части Вигорлата.

При подогреве породы до температуры 350—700° цельсия выделяется NH_3 вместе с другими легко улетучивающимися выделениями температурного распада.

Было установлено, что NH_3 не связано с органическим веществом или с другими аминными солями. Детальным химическим, физикохимическим и минералогическим исследованием установлено, что азот находится в структурной решётке гидрослюды как катион NH_4^+ . Аминная гидрослюда вместе с бёмитом

и частично с диаспором, хлоритом и муллитом составляет основную серозелёную массу породы.

Химический образец гидрослюды определён при помощи метода Броуна и Норина. В статье также описана лабораторная последовательность проведённых опытов, которые позволили определить аминную гидрослюду в этой породе. Также обсуждается и теория генезиса нового минерала и минеральной ассоциации.

The discovery of ammonium hydromica in the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia)

The occurrence of a nitrogen containing rock in Kapka, Vihorlat Mts., Eastern Slovakia is investigated. It has been observed, that the rock evolves NH_3 in addition to other volatile products, when heated in the temperature range of 350—700 °C. No organic matter or ammonium salts have been found to be the source of ammonia in the rock. Detailed chemical, physico-chemical and mineralogical studies showed, that the nitrogen is present as NH_4^+ cation at the interlayer spaces of a very fine-grained to cryptocrystalline hydromica. The hydromica predominates in the rock and together with some admixed boehmite or rarely with some other minerals forms the greyish green groundmass of the rock. The structural formula of the ammonium hydromica was calculated using the method of Brown and Norrish (1952).

The paper describes the laboratory experiments and methods that have promoted the discovery of ammonium hydromica. The theory of genesis of NH_4^+ hydromica together with that of boehmite in the mineral assemblage is also discussed.

* Ing. Ján Kozáč, Ing. Daniel Očenáš, RNDr. Ján Derco, Geologický prieskum, n. p., ATNS, park Komenského 19, 040 01 Košice.

Pri overovaní mineralogických, petrografických a chemickotechnologických vlastností metasomatitov z lokality Kapka vo Vihorlate sme v jednom zo sledovaných typov horniny zistili v pomerne značnom zastúpení dusík.

Hornina obsahujúca dusík je kompaktná, s náznakmi brekciovitej textúry, s inklúziami ružovkastej, modrastej, bielosivej a tmavosivej farby v základnej zelenosivej hmote.

Základnú zelenosivú hmotu tvorí hydrosľuda, minerál zo skupiny trojvrstvových silikátov (10 Å), böhmít a malé množstvo chloritu.

V inklúziách sa nachádza hlavne topás, diaspór, andaluzit, korund, prírodný mullit, dumortierit a turmalín. Prevaha niektorého z uvedených minerálov dáva inklúzii charakteristické sfarbenie (andaluzit — ružové, topás — bielosivé, prírodný mullit — sivé, korund, diaspór a dumortierit — modrasté; J. Derco et al. 1977).

Merná hmotnosť horniny ako celku sa pohybuje medzi 2,89 až 2,92 g/cm³, pričom základná zelenosivá jemnozrnná hmota má mernú hmotnosť len 2,75 až 2,80 g/cm³. Tvrdosť horniny je premenlivá, základnej hmoty 3—4 a anklúzií 4 až 8 (podľa Mohsa).

Mineralogické a chemické zloženie horniny dáva predpoklady použiť ju pri výrobe žiaruvzdorných ostrív s vysokým obsahom Al₂O₃. Pri technologickom overovaní týchto predpokladov sme zistili, že pri výpale hornina uvoľňuje dusík vo forme NH₃. Podrobnejším chemickým a mineralogickým výskumom sme dokázali, že v hydrosľude je prítomný dusík, kde ako kation NH₄⁺ vedľa oxóniového iónu H₃O⁺ nahrádza časť iónu K⁺ v medzivrstvovom priestore.

Dôkazový materiál prekladáme v tomto príspevku.

Zistenie a overenie prítomnosti dusíka v hornine

Pri výpale horniny (na sledovanie fázových premien), ktorej mineralogické a chemické zloženie je v tab. 1, stĺpec 1, sme zistili, že v rozsahu teploty 350 až 700 °C unikali čpavok (NH₃). Najväčší vývoj NH₃ sme pozorovali pri teplote 450 až 650 °C. Spolu s čpavkom unikala vodná para a v menšom množstve aj plynné zlúčeniny fluóru, chlóru a bóru.

Prítomnosť čpavku v unikajúcich plynných splodínach sme — okrem jeho charakteristického zápachu — kvalitatívne určili zachytávaním do roztoku CuSO₄ na základe vzniknutého lazúrovomodrého sfarbenia, charakteristického pre amoniakálny komplex [Cu(NH₃)₄]SO₄ a pomocou papierikov napustených Hg⁺ soľou (roztoku HgNO₃) na základe charakteristického sčernania (vylúčenie sa kovovej Hg a komplexu HgNH₂NO₃).

Kvantitatívne zastúpenie dusíka v horine sme stanovili:

— Zachytávaním plynných splodín tepelného rozkladu do roztoku H₂SO₄ známej normality a spätnou titráciou lúhom. Zistený obsah dusíka sa pohyboval od 0,4 až 0,8 ‰.

— Metódou podľa Kjeldahla. Stanovený obsah dusíka sa pohyboval od 0,36 až 0,60 ‰.

— Chromatograficky na C, N, H analyzátore 185 fy Hawlett — Packard. Touto metódou sme zistili najvyšší obsah dusíka, a to v rozsahu 0,75 až 0,93 ‰.

Z uvedených metód pokladáme za najpresnejšiu chromatografickú metódu.

Charakter a spôsob väzby dusíka v hornine sme chceli zistiť pomocou elektrónovej mikrosondy. Pre ťažkosti spojené s interpretáciou výsledkov pri

prvkoch s nízkym atómovým číslom na mikrosonde a pre nedostupnosť vhodného štandardu sme očakávané výsledky nedosiahli.

Pokúsili sme sa preto zistiť minerály, na ktoré by sa v hornine mohol viazať dusík nepriamo. Použili sme vylučovaciu metódu.

Sekundárny umelý prínos zdroja dusíka (napr. umelé hnojivo) do horniny vylučuje pozícia jej výskytu a jej kompaktný charakter.

Overili sme alternatívu viazania dusíka na organické látky. Na túto možnosť poukazovali niektoré výsledky pokusov ako:

— NH_3 sa z horniny začína uvoľňovať pri teplotách zodpovedajúcich vyháraniu organických látok.

— Pri zahrievaní kusovej horniny pri teplote nad 350°C jej povrch tmavie.

— Čpavok sa uvoľňuje pri zahrievaní horniny s pevným lúhom, neuvoľňuje sa však pri zahrievaní s roztokom lúhu.

— Dusík možno stanoviť Kjehllovou metódou podobne ako v nerozpustných organických dusíkatých látkach.

— Pri žíhaní vzorky horniny s práškovým CuO sa dusík oxiduje za uvoľňovania nitróznych plynov $\text{NO} + \text{NO}_2$ podobne ako v prípade dusíkatých organických látok.

Ďalšími pokusmi sme však možnosť viazania sa dusíka v hornine na organické látky vylúčili, a to z nasledujúcich dôvodov:

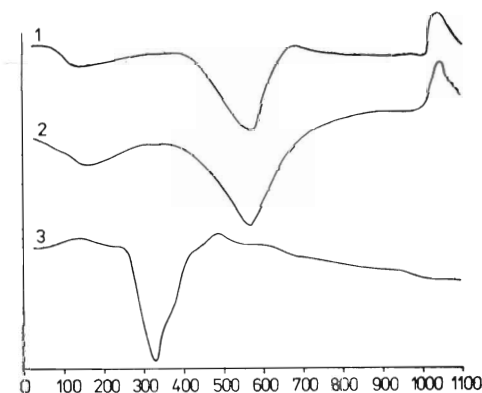
— Výluh po lúžení horniny kyselinami (HCl , H_2SO_4) dával reakciu s Neslerovým činidlom.

— Roztoky BaCl_2 a Na_2CO_3 po pôsobení na vzorku dávali tiež reakciu s Neslerovým činidlom.

— Neslerovo činidlo dáva reakciu dokonca už aj na povrchu úlomkov horniny.

— Pri zahrievaní vzorky NaCl nad 350°C unikajú dymy NH_4Cl , pričom alikvótne množstvo Na ostane viazané v hornine.

— Obsah uhlíka v hornine stanovený chromatograficky na C, H, N analyzátoe 185-Hawlett—Packard je v porovnaní s obsahom dusíka zistený tou istou metódou približne 10-krát nižší (stopy až 0,15 ‰). V mnohých separovaných vzorkách s vyšším obsahom dusíka sa prítomnosť uhlíka nezistila (tab. 1).



Obr. 1. Krivky DTA amónnej hydrosľudy a kryštálikov izolovaných z prchavých spodín tepelného rozkladu horniny 1 — DTA amónnej hydrosľudy vo vzduchovej atmosfére, 2 — DTA amónnej hydrosľudy v internej atmosfére, 3 — DTA kryštálikov získaných zo spodín tepelného rozkladu sledovanej horniny.

Fig. 1. DTA curves of ammonium hydromica and fine crystals isolated from the volatile products of the thermal decomposition of the rock

1 — DTA curve of the ammonium hydromica (in air), 2 — DTA curve of the ammonium hydromica (inert atmosphere), 3 — DTA curve of fine crystals isolated from the volatile products of the thermal decomposition of the rock.

*Chemické a semikvantitatívne mineralogické
Chemical data and semiquantitative mineralogical composition*

Opis vzorky	Základná vzorka	Vzorky separované z roz	
		sivobiele matné zrná	svetlosivé zrná
	1	2	3
priemerné semikvantitatívne zastúpenie hlavných mineralogických zložiek	40 % slúda (hydrosľuda) 15 % topás 15 % böhmit + diaspór 9 % andaluzit 7 % prírodný mullit 4 % korund 4 % chlorit 5 % kremeň + trydimit 0,5 % dumortierit 0,5 % fluorit, rutil + ost. akces.	70 % topás 17 % slúda (hydrosľuda) 10 % böhmit + diaspór 3 % prírodný mullit + kremeň	45 % prírod. mullit 20 % slúda (hydrosľuda) 15 % böhmit 10 % andaluzit 10 % kremeň
N % chromatograf.	0,84	0,42	0,41
N % Kjeldahl.	0,48	0,12	0,23
C % chromatograf.	stopy až 0,15	2,68	0,0
F %	3,20	14,25	0,31
Cl %	0,06	0,05	0,06
SiO ₂ %	36,43	31,79	34,60
Al ₂ O ₃ %	51,98	55,04	58,87
Fe ₂ O ₃ %	0,52	0,28	0,60
FeO %	nestan.	nestan.	nestan.
Cr ₂ O ₃ %	nestan.	nestan.	nestan.
TiO ₂ %	0,40	0,36	0,26
MgO %	0,45	0,40	0,40
CaO %	0,54	0,56	0,56
MnO %	0,02	0,01	0,01
BaO %	nestan.	nestan.	nestan.
Na ₂ O %	0,10	0,05	0,06
K ₂ O %	0,70	0,24	0,26
Li ₂ O %	nestan.	nestan.	nestan.
P ₂ O ₅ %	0,10	0,10	0,10
SO ₃ %	0,05	0,04	0,07
str. žih. %	7,37	5,56	3,70
Súčet (bez N, C, F, Cl)	98,66	94,53	99,49

pojonej horniny			
sivomodré zrná	ružové zrná	sivozelené zrná	častice prechádzajúce cez filtrač. papier (modrá páska)
4	5	6	7
25 % dumortierit 25 % slúda {hydrosľúda} 25 % topás 15 % diaspór + böhmít 5 % andaluzit 5 % korund	40 % slúda {hydrosľúda} 40 % andaluzit 20 % böhmít	75 % slúda {hydrosľúda} 15 % böhmít + diaspór 10 % prírodný mullit	90 % slúda {hydrosľúda} 10 % böhmít
0,41	0,82	1,44	1,86
0,23	0,25	0,63	1,23
0,0	0,0	0,0	0,0
4,11	0,20	0,45	1,0
0,05	0,06	0,06	0,08
28,15	33,30	39,63	43,62
58,34	58,09	46,99	42,32
0,42	0,44	0,30	0,18
nestan.	nestan.	nestan.	0,07
nestan.	nestan.	nestan.	0,035
0,30	0,30	0,30	0,08
0,40	0,50	0,50	0,52
0,56	0,56	0,56	0,26
0,01	0,01	0,01	0,005
nestan.	nestan.	nestan.	0,056
0,04	0,04	0,06	0,13
0,66	0,54	0,96	1,17
nestan.	nestan.	nestan.	0,004
0,10	0,08	0,08	nestan.
0,06	0,03	0,04	0,06
6,54	5,64	9,72	10,05
95,58	99,53	99,15	98,56

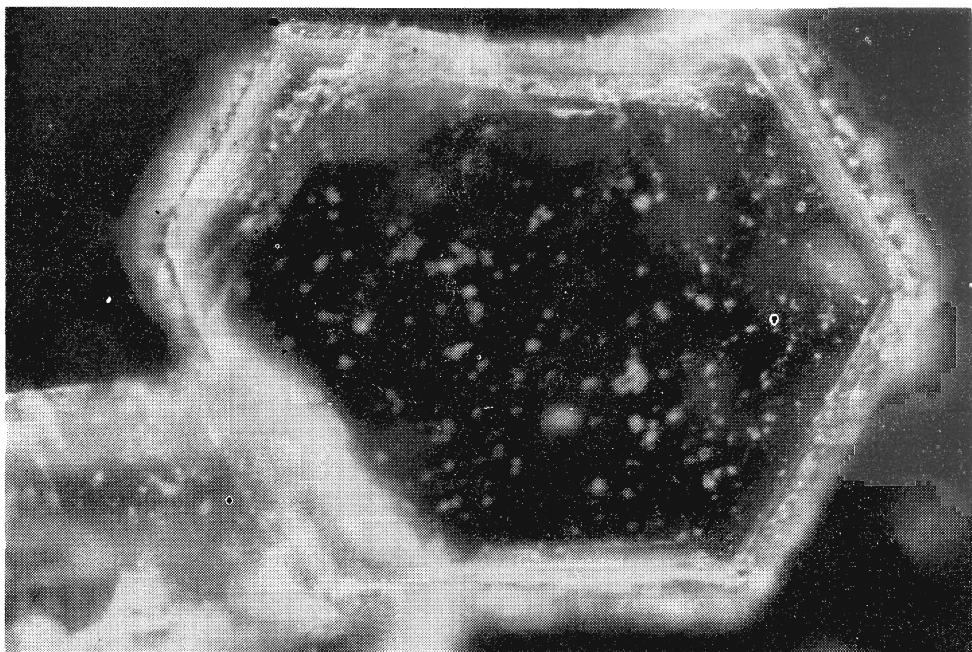
— DTA-krivky horniny s obsahom dusíka 1,86 % v inertnej a vo vzduchovej atmosfére majú rovnaký priebeh, vylučujúci prítomnosť organických látok (obr. 1, krivky 1, 2).

Skúškami sme vylúčili aj ďalšiu možnosť viazania sa dusíka v hornine, a to vo forme voľnej amónnej soli (napr. fosforečnan, síran, chlorid a pod.). Túto možnosť vylučuje jednak veľmi nízky obsah, resp. neprítomnosť aniónov týchto prvkov, ako aj skutočnosť, že väčšina zlúčenín tohto typu je vo vode rozpustná a pri zahrievaní s roztokom ľúhu uvoľňuje čpavok.

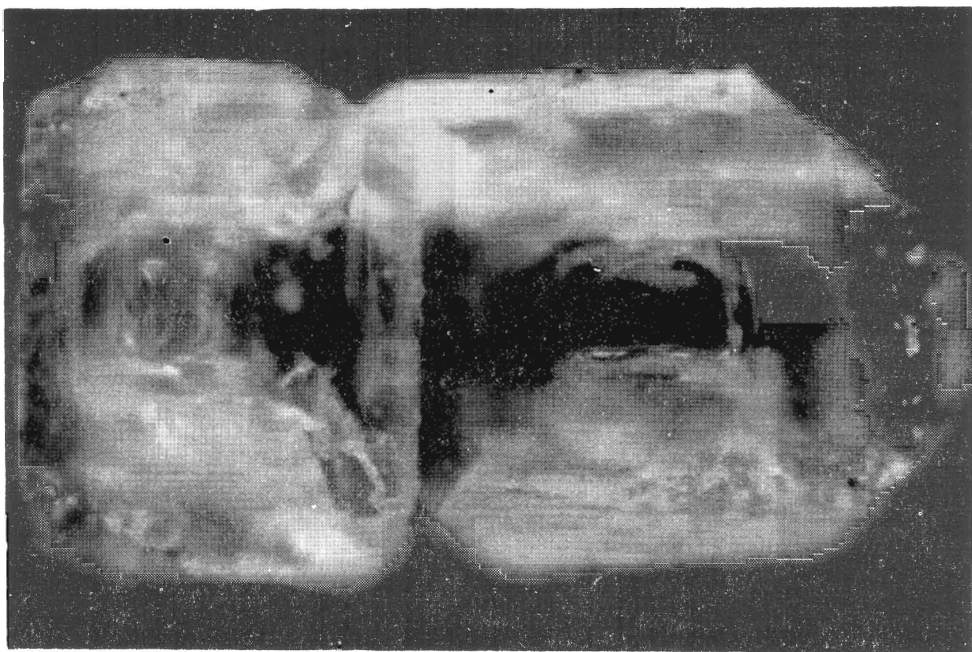
Pri zachytávaní spodín termického rozkladu do 700 °C sme kondenzáciou získali čpavkovú vodu. Po čiastočnom odparení kondenzátu sme kryštalizáciou získali drobné kryštálíky pseudohehexagonálnych a kubických tvarov (obr. 2, 3, 4). Rtg-analýza získaných kryštálikov poukázala na prítomnosť zlúčenín $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$, NH_4Cl a NH_4BF_4 (tab. 2). Podľa záznamu derivatografu má DTA-krivka týchto kryštálikov hlbokú endotermu s vrcholom pri 330 °C, indikujúcim rozklad NH_4Cl i ostatných prítomných zlúčenín (obr. 1, krivka 3). Váhový úbytok pri rozklade bol 93,4 %. Chemickou analýzou kryštálikov sme získali nasledujúce hodnoty:

F = 24 %, Cl = 39 %, NH_4^+ = 29 %, Si vyjadrené ako H_2SiO_3 = 16 % a B spektrálne nad 1 %.

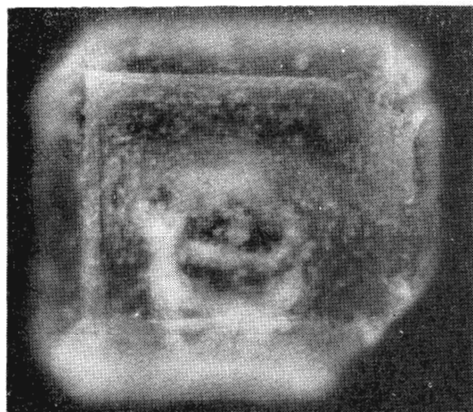
Prepočtom chemickej analýzy na rtg-analýzou stanovené zlúčeniny sme dostali takéto zastúpenie: 59 % NH_4Cl , 23 % $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$ a 18 % NH_4BF_4 . Uvedené zlúčeniny vznikli sekundárne pri vzájomných reakciách spodín termického rozkladu. Podiel získaných kryštálikov bol však vzhľadom na hmotnosť žiahaného materiálu veľmi nízky (okolo 2 g/1 kg materiálu) a nezodpovedá cel-



Obr. 2, Fig. 2



Obr. 3, Fig. 3



Obr. 2, 3, 4. Kryštáliky získané z prchavých splodín tepelného rozkladu (0—700 °C) skúmanej horniny. Zväčš. 200×.

Fig. 2, 3, 4. Fine crystals isolated from the volatile products of the thermal decomposition of the rock. (0—700 °C) Magn. 200×.

Obr. 4, Fig. 4

kovému obsahu NH_3 , F, Cl a B v hornine. Je to z toho dôvodu, že väčšia časť NH_3 a F spolu nezreagovala, resp. unikla pri odparovaní kondenzátu.

Podľa uvedených skutočností sme prišli k záveru, že sa dusík v hornine nemôže viazať ani na organické látky, ani na minerály charakteru amónnych solí.

Aby sme zistili spôsob jeho väzby, separovali sme minerály tvoriace horninu, a to jednak na základe ich mernej hmotnosti a jednak na základe ich rozdielnej farby.

Delením v ťažkých kvapalinách a následnou rtg. a chemickou analýzou získaných produktov sme zistili, že obsah dusíka stúpa s obsahom sludy (hydrosludy). Výsledky sú v tab. 3.

*Namerané a tabuľkové hodnoty rtg-analýzy kryštálikov
izolovaných z prchavých splodín pri výpale horniny do 700 °C*

*X-ray diffraction data of crystals isolated from the volatile products of the thermal
decomposition of the rock*

Tab. 2

Namerané hodnoty		ASTM		V. I. Michejev		ASTM	
		[NH ₄] ₂ SiF ₆		NH ₄ Cl		NH ₄ BF ₄	
d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
4,85	10	4,85	10				
4,37	1					4,37	10
4,19	2	4,19	1—2				
3,88	4			3,857	8	3,78	10
2,96	1	2,96	2				
2,746	10			2,733	10	2,67	8
2,52	1	2,52	1				
2,427	4	2,42	5				
2,24	2			2,229	5	2,28	9
2,09	3—4	2,09	5				
1,939	4	1,92	1	1,931	9	1,89	3
1,73	2			1,727	7		
1,615	2	1,61	3				
1,584	3—4			1,577	9		

*Obsahy dusíka v závislosti od mineralogického zloženia produktov
získaných rozdužovaním rozpojenej horniny (0,04—0,06 mm)
v ťažkých kvapalinách*

*Relation between the nitrogen content (weight %) and the mineralogical composition
(expressed as the intensity of the main reflexion) of the products of separation
in heavy liquids*

Tab. 3

Minerál	Intenzita hlavného reflexu d(hkl)				
	—2,76 g/cm ³	2,76 až 2,86 g/cm ³	2,86 až 2,96 g/cm ³	2,96 až 3,05 g/cm ³	+3,05 g/cm ³
sľuda (hydrosľuda)	10	7	5	3	2
andaluzit	0	2	4	5	3
böhmit	3	6	9	6	1
diaspór	0	1	2	4	8
prírodný mullit	1	2	2	4	3
topás	2	3	3	1	3
korund	0	0	0	0	6
kremeň	3	0	0	0	0
Obsah N v % (Kjeldahl. metóda)	0,41	0,29	0,24	0,15	0,08

K obdobnému výsledku sme došli aj pri separovaní zŕn horniny na základe odlišných farieb (tab. 1). Pre intímne prerastenie jednotlivých minerálov a ich mikrozrnitý charakter vyseparovať čisté mineralogické jedince prakticky nemožno. Preto aj zistené obsahy dusíka nie sú úplne presne úmerné vypočítanému obsahu sludy (hydrosľudy) vo vyseparovaných farebných zrnách. Všeobecná závislosť je však zrejmalá. Obsah dusíka stanovený chromatograficky je zhruba dvojnásobne vyšší ako obsah stanovený podľa Kjeldahla. Najvyšší obsah sme zistili v časticách prechádzajúcich cez filtračný papier (modrá páska, veľkosť pórov filtra 0,8 až 1,7 mikrometra), pri ktorých sme rtg-analýzou stanovili vysoké zastúpenie hydrosľudy. Tento poznatok nás viedol jednoznačne k záveru, že sa dusík môže viazať iba na hydrosľudu.

Amónna hydrosľuda

Pri ďalšom riešení väzby dusíka na hydrosľudu sme pracovali s časticami prechádzajúcimi cez filtračný papier (modrá páska).

Na identifikáciu hydrosľudy sme použili metódy rtg-analýzy, termické analýzy, elektrónovú mikroskopiu, infračervenú spektroskopiu a chemické identifikačné metódy.

Rtg-analýzy sme robili s orientovaným preparátom nasýteným glycerolom a vyžíhaným na teplotu 700 a 1200 °C. Namerané hodnoty sú v tab. 4. Reflexy poukazujú na prítomnosť hydrosľudy a menšej prímеси böhmitu. Bazálne sludové reflexy (001, 002 a 003) sú v porovnaní s tabuľkovými hodnotami muskovitu a ilovej sludy (illit) posunuté k vyšším hodnotám (10,3; 5,11 a 3,39 Å).

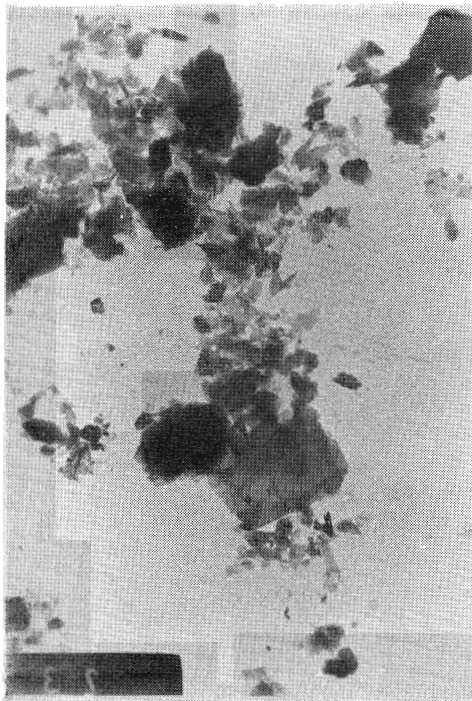
Naznačuje to prítomnosť katiónu v medzivrstvovom priestore s o niečo väčším iónovým polomerom, ako má K^+ .

Pri preparáte nasýtenom glycerolom sa hodnoty bazálnych reflexov nezmenili. Pri preparáte žihanom na 700 °C (do tejto teploty unikne vo forme NH_3 všetok viazaný dusík) sa hodnota bazálnych reflexov znížila.

Preparát vyžíhaný na 1200 °C vykazoval len prítomnosť mullitu.

Aj zo záznamov DTA-kriviek vo vzduchovej a internej atmosfére vidieť, že ide o hydrosľudu (obr. 1, krivky 1, 2).

Minerál charakteru sludy sa potvrdil aj elektrónovým mikroskopom (obr. 5).



Obr. 5. Snímka amónnej hydrosľudy elektrónovým mikroskopom. Zväčš. 6000×.

Fig. 5. Electron micrograph of ammonium hydromica Magn. 6000×.

Výsledky rig-difrakčného rozboru častíc (cca pod 1,5 mikrometra) prechádzajúcich filtračným papierom — modrá páska, zn. FILTRAK, č. 390

X-ray diffraction data of fine particles (approx. — 1.5 μ m) passing through FILTRAK № 390 filter paper.

Tab. 4

Namerané hodnoty								Tabuľkové hodnoty									
orientovaný preparát		glycerolo- vaný preparát		vyžíhaný na 700 °C		vyžíhaný na 1200 °C		V. I. Michajev		G. Brown		G. Brown		G. Brown		G. Brown	
d(hkl) I		d(hkl) I		d(hkl) I		d(hkl) I		muskovit		muskovit 1M + 2M		flová slúda (illit)		böhmit		mullit	
d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
10,3 6,08	10 1—2	10,3 6,08	10 1—2	9,97	7			10,03	10	9,99	S	9,98	S				
						5,40	3							6,11	10	5,37	7
5,11 4,47	2—3 9	5,11 4,47	2—3 9	4,48	10			5,02 4,52	5 7	4,98 4,47	str. v. s.	4,97 4,47	sl. s				
4,12 4,01	0,5 1	4,12 4,01	0,5 1					4,11 3,89		4,11 3,95	sl. v. sl.	4,11	v. sl.				
3,68 3,50	2 0,5	3,68 3,50	2 0,5	3,50	1			3,72 3,48	3 5	3,72 3,48	str. str.	3,7 3,4	v. sl. v. sl.				
3,39	4	3,39	4	3,35	1	3,39 3,37	10 9	3,342	9	3,32	v. s.	3,31	str.			3,41 3,38	9 10
3,20 3,10	2 2	3,20 3,10	2 2	3,11	6			3,204 3,095	4 6	3,20 3,10	str. v. sl.	3,20	v. s.	3,16	5		
2,95 2,78	0,5 0,5	2,95 2,78	0,5 0,5	2,93 2,76	1 1—2	2,86		2,862 2,783	7 5	2,98 2,78	s str.	2,98 2,84	sl. v. sl.			2,87	7
						2,66	2—3									2,68	8
2,56 2,39	7 2	2,56 2,39	7 2	2,55 2,39	2 1	2,52 2,35	3 1	2,568 2,374	10 7	2,568 2,39	v. s. str.	2,56 2,38	s str.			2,53 2,38	9 8
2,17	1	2,17	1	2,16	1	2,27 2,19 2,10 2,07	1 5 2 2	2,186	3			2,18	sl.	2,345	4	2,27 2,20 2,11 2,09	6 8 8 2
1,83 1,68 1,49	1 1—2 3	1,88 1,68 1,49	1 1—2 3					1,868 1,647 1,498	2 8 10	1,83 1,64 1,50	v. sl. str. s						
												1,65 1,50	sl. s				

Infračervená spektroskopia jemných častíc poskytla okrem absorpčných pásov charakteristických pre minerály typu muskovitu, resp. ílovej sludy aj absorpčné pásy pri frekvenciách 1435, 3045, 3130 a 3330 cm^{-1} , poukazujúce na valenčné a deformačné vibrácie iónu $(\text{NH}_4)^+$, molekúl NH_3 a všeobecne na vibrácie väzieb N — H (tab. 5).

Vodný roztok benزيدínu (0,1 %) farbíl vyseparované častice s prevahou skúmanej hydrosľudy do bledomodra až nebovomodra. Obdobné farebné reakcie s roztokom benزيدínu pre hydromuskovit a „otvorený“ illit uvádza V. R a d z o (1973).

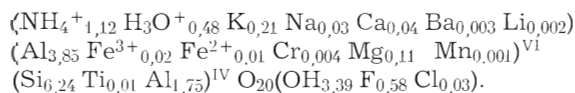
Kombináciou metód chemickej analýzy častíc prechádzajúcich filtrom (modrá páska) a rtg-analýz sme stanovili ich zloženie takto: 90 % hydrosľuda a 10 % böhmit. Obsah dusíka sa v týchto časticiach chromatograficky stanovil na 1,86 %.

Uvážením všetkých možností viazania dusíka na hydrosľudu sme dospeli k názoru, že sa dusík viaže vo forme katiónu NH_4^+ v medzivrstvovom priestore hydrosľudy, kde nahrádza vedľa H_3O^+ podstatnú časť katiónu K^+ . Túto väzbu potvrdzujú hodnoty bazálnych reflexov. Pretože ión NH_4^+ má o niečo väčší iónový polomer (1,43 Å) ako K^+ (1,33 Å), má sledovaná amónna hydrosľuda vyššiu hodnotu d_{001} 10,3 Å ako 10 Å charakteristickú pre muskovit, resp. 9,98 Å pre ílovú sludu. Po vyžihaní vzorky na 700 °C, keď únikol všetok NH_3 , sa hodnota d_{001} znížila z 10,3 na 9,97 Å (tab. 4). Nízky obsah hlavne K, ale aj Na, Ca a pod. v porovnaní so známymi typmi hydrosľudy nie je na vyrovnanie náboja elementárnej bunky dostačujúci. Pretože sa nezistila prítomnosť nijakého iného prvku, ktorý by vo forme katiónu mohol túto úlohu plniť, je predpoklad, že je to katión NH_4^+ .

Na prítomnosť dusíka vo forme katiónu NH_4^+ viažúceho sa na hydrosľudu poukazuje aj to, že je čiastočne vymeniteľný. Pôsobením roztokov napr. Na_2CO_3 , BaCl_2 a H_2SO_4 sa katión NH_4^+ vymieňa za Na^+ , Ba^{2+} , resp. H^+ v množstve okolo 1/10 z celkového stanoveného obsahu dusíka v hydrosľude. V priemere sa vymieňa 10 až 16 mval NH_4^+ /100 g hydrosľudy.

Chemické zloženie hydrosľudy sme vypočítali z chemickej analýzy častíc prechádzajúcich cez filtračný papier (modrá páska) po odpočítaní 10 % böhmitu. Pri prepočte sa korigoval obsah SiO_2 o časť pripadajúcu na SiF_4 unikajúcu pri stanovení straty žiháním. (Chemická analýza je z vyžihanej vzorky.) Prepočítaná chemická analýza hydrosľudy je v tab. 6, stĺpec 1. Hydrosľudy podobného chemického zloženia (nízky obsah $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), ale bez obsahu dusíka opisuje E. K. L a z a r e n k o (1963) vo Vihorlatsko-gutinskom pohorí.

Na určenie kryštalochemickeho vzorca amónnej hydrosľudy sme použili Brownovu a Norishovu metódu (I. M. T h r e a d g o l d 1959). Vypočítaný kryštalochemický vzorec je



Postup výpočtu uvádzame v tab. 6.

Sledovaná hydrosľuda je svojím zložením atypická, od bežného muskovitu sa odlišuje hlavne nízkym obsahom draslíka a sodíka a prítomnosťou dusíka, fluóru a chlóru v elementárnej bunke. Iónové zastúpenie H_3O^+ je v rozmedzí hodnôt uvádzaných pre hydromuskovit (I. M. T h r e a d g o l d 1959).

Infračervené spektrum častíc prechádzajúcich cez filtračný papier — modrá páska, zn. FILTRAK, č. 390
(vlnočty pásov vibrácií v cm^{-1})

Infrared absorption spectrum (frequency in cm^{-1}) of fine particles passing through FILTRAK № 390 filter paper

Tab. 5

Namerané hodnoty Častice prechádzajúce filtrač. papierom — modrá páska vlnočet (cm^{-1})	Tabuľkové hodnoty a údaje z literatúry								
	H. Moenke, 1966, Mineral spektren II			vibrácie priradenie	NH_4^+		NH_3		N-H- vázby B. A. Morrow I. A. Cody 1976
	muskovit Pensbury Pennsylvá- nia, USA	illit Fúzené- drány Tokaj. pohorie	böhmit šstandard		M. Horák D. Pa- poušek 1976	Kazuo Naka- moto 1962	H. Horák D. Pa- poušek 1976	Kazuo Naka- moto 1962	
415	415	415							
435	435	430							
480	480	475							
535	535	530	525						
620		620	605						
	692								
750	750	755	760						
830	828	830					932		
930	930	919					968	950	
950									
1030	1030	1030	1040		1403				
1060	1060		1072	V ₄ defor- mačná	[1430]	1400			1432
1435				V ₂ defor- mačná	1710	1680			1677
1645	1635	1645	1630		3041	3040	1627	1628	3035
3045					3138	3145			
3130			3100	V ₁ valenčná			3337	3336	3300
3330			3285	V ₃ valenčná			3444	3414	
3450	3430	3440							
3640	3620	3630							

*Výpočet kryštalochemického vzorca podľa Browna a Norrisha (1952),
pre amónnu hydrosľudu*

*Chemical and ionic composition of ammonium hydromica. The structural formula
was calculated using the method of Brown and Norrish (1952)*

Tab. 6

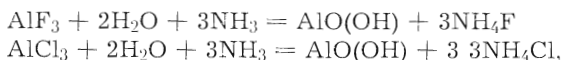
Zložka	Chemické zloženie amónnej hydro- sľudy Hmotn. %	Po prepočte F a Cl na H ₂ O + Hmotn. %	Mol. zlomok	Mol. zlomok x mocen- stvo	Koeficient I počet pozícií katiónov element. bun- ky pri základe 24(O+OH)	Koeficient II počet pozícií katiónov elementárnej bunky pri základe 20 O + 4 OH
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,34	49,34	0,82110	3,284406	Si ⁴⁺ 6,11	6,24
Al ₂ O ₃	37,57	37,57	0,73696	2,210870	Al ³⁺ 5,48	5,60
Fe ₂ O ₃	0,20	0,20	0,00250	0,007500	Fe ³⁺ 0,02	0,02
FeO	0,08	0,08	0,00110	0,002227	Fe ²⁺ 0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,039	0,039	0,0005	0,001539	Cr ³⁺ 0,004	0,004
TiO ₂	0,09	0,09	0,00110	0,004506	Ti ⁴⁺ 0,01	0,01
CaO	0,29	0,29	0,00520	0,010357	Ca ²⁺ 0,04	0,04
MgO	0,58	0,58	0,01440	0,028770	Mg ²⁺ 0,11	0,11
MnO	0,006	0,006	0,00008	0,000160	Mn ²⁺ 0,001	0,001
BaO	0,06	0,06	0,00039	0,000780	Ba ²⁺ 0,003	0,003
Na ₂ O	0,14	0,14	0,00450	0,004500	Na ⁺ 0,03	0,03
K ₂ O	1,30	1,30	0,0280	0,02800	K ⁺ 0,21	0,21
Li ₂ O	0,005	0,005	0,00030	0,00030	Li ⁺ 0,002	0,002
{NH ₄ } ₂ O	3,83	3,83	0,14731	0,14731	NH ₄ ⁺ 1,10	1,12
H ₂ O { + 105 °C	5,47	6,46	0,71780	0,71780	H 5,34	1,45 = 0,48 H ₃ O ⁺
F	1,11					4,0 = 4,00 {OH, F, Cl}
Cl	0,09					
6,449025						
K ₁ =	$\frac{48}{6,449025}$	= 7,443	Koeficient I = mol. zlomok x K ₁			
K ₂ =	$\frac{44}{5,791358}$	= 7,5975	Koeficient II = mol. zlomok x K ₂			
IV	Si 6,24 Al 1,75 Ti 0,01 8,00	VI	Al 3,85 Fe ³⁺ 0,02 Fe ²⁺ 0,01 Cr 0,004 Mg 0,11 Mn 0,001 3,995	XII	NH ₄ ⁺ 1,12 H ₃ O 0,48 K 0,21 Na 0,03 Ca 0,04 Ba 0,003 Li 0,002 1,885	

Podľa výšky teploty potrebnej na únik medzivrstvovej vody (100—300 °C) a čpavku (350—700 °C) pri zahrievaní vidieť, že NH_4^+ v medzivrstvovom priestore viažu omnoho väčšie sily ako H_3O^+ . K podobnému uzáveru prišiel aj W a d a K o j i (1959) pri štúdiu medzivrstvových komplexov halloyzitu s NH_4Cl .

Z literatúry sú známe údaje o možnosti viazania amóniového kationu (fixácie) vo vrstvovitých silikátoch. Grunner (V. E i t e l 1954) zistil, že v štruktúre vermikulitu môže vrstva vody nahrádzať sčasti ión NH_4^+ , pričom zamieňajú H_3O^+ . Výsledkom toho je vznik tzv. amónnej sludy. W a d a K o j i (1959) opisuje medzivrstvový komplex halloyzitu s NH_4Cl , pričom uvádza posunutie bazálneho reflexu (001) z 10,1 na 10,5 Å a reflexu (003) z 3,36 na 3,49 Å. Známa je aj fixácia NH_4^+ iónu na smektity a ílové sludy (R. E. G r i m 1953).

Názor na vznik anómnej hydrosludy

Výskyt amónnej hydrosludy v metasomatitoch na lokalite Kapka je mineralogickou zvláštnosťou, pretože ide o ojedinelý spôsob takto fixovaného dusíka v prírodných podmienkach. Sledovaná hydrosluda spolu s böhmitom vytvára základnú kryptokryštalickú zelenosivú hmotu kompaktnej, dosť tvrdej horniny. Predpokladáme, že táto hydrosluda je produktom pôsobenia pneumatolyticko-hydrotermálnych roztokov na minerály zo skupiny slúd. Roztoky spôsobovali odnos železa a alkálií, príp. vápnika a horčíka, a tým vytvárali predpoklady na fixáciu kationu NH_4^+ v medzivrstvovom priestore sludy. Zdrojom dusíka (amóniového kationu) boli pravdepodobne exhaláty haloidného štádia vulkanizmu (NH_3 , HCl , HF) alebo jeho salmiakové exhaláty (E. K. L a z a r e n k o 1963). Pritom mohli vznikáť výmenné reakcie medzi sludou a roztokmi za súčasnej výmeny, napr. K^+ za NH_4^+ , a odnosu vytesnených iónov vo forme halogenidov. Tento proces mohol prebiehať aj účinkom halogenidov NH_4^+ vzniknutých vzájomnou reakciou NH_3 z exhalátov a halogenidov Al z roztokov, napr. podľa reakcie



o čom svedčí spoločný výskyt böhmitu a hydrosludy.

Záver

Amónna hydrosluda je súčasťou horniny vhodnej po termickej úprave na výrobu vysoko žiaruvzdorných (mullitových) hmôt. Pri zistenom priemernom obsahu dusíka v tejto hornine (okolo 0,5 %) možno získať z 1 tony horniny 5 kg NH_3 (čo za normálnych podmienok tlaku a teploty predstavuje objem okolo 6,2 m³). Na základe doterajších poznatkov však nepredpokladáme, že by sa hornina s takýmto obsahom dusíka nachádzala na lokalite v priemyselne zaujímavom množstve.

Cieľom našej práce bolo informovať o tomto unikátnom výskyte amónnej hydrosludy a zároveň prispieť k riešeniu niektorých genetických otázok týkajúcich sa zaujímavej mineralizácie metasomatitov na lokalite Kapka v centrálnom Vihorlate.

Doručené 7. IV. 1977
Odporučil V. Radzo

- Brown, G. 1965: The x-ray identification and crystal structures of clay minerals (ruský preklad), Moskva, Izd. Mir. 599 s.
- Brown, G. — Norrish, K. 1952: Hydrous micas. *Mineral Mag.*, 29, p. 929—932.
- Derco, J. — Kozáč, J. — Očenáš, D. 1977: Nové poznatky o mineralógii na lokalite Kapka v centrálnom Vihorlate. *Mineralia slov.*, 9, s. 185—205.
- Eitel, W. 1954: The physical chemistry of the silicates (ruský preklad). Moskva, Izd. inostr. lit. 1962. 1055 s.
- Grimm, R. E. 1953: Clay mineralogy. New York. Mc Graw—Hill Book. 384 p.
- Horák, M. — Papoušek, D. 1976: Infračervená spektra a struktura molekul. Praha, Akademie. 836 s.
- Lazarenko, E. K. 1963: Osnovy genetičeskoj mineralogii. Lvov, Izd. Lvov. univ. 410 s.
- Lazarenko, E. K. et al. 1963: Mineraly Zakarpatja. Lvov, Izd. Lvov. univ. 614 s.
- Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva, Gos. nauč. techn. Izd. lit. po geol. 870 s.
- Moenke, H. 1966: Mineral spektren II. Berlin, Akademie Verlag. 150 tab.
- Morrow, B. A. — Cody, I. A. 1976: Infrared studies of reactions on oxide surfaces. *J. phys. chem.*, 80, p. 1995.
- Nakamoto Kazuo 1962: Infrared spectra of inorganic and coordination compounds. New York, Wiley and Sons. 293 p.
- Radzo, V. 1973: Chromatografické a spektrofotometrické štúdium ílových minerálov. *Mineralia slov.*, 5, 1, s. 75—85.
- Threadgold, I. M. 1959: A hydromuskovite with the $2M_2$ structure from Mount Lyell, Tasmania. *Amer. Mineralogist*, 44, p. 488—494.
- Wada Koji 1959: An interlayer complex of halloysite with ammonium chloride. *Amer. Mineralogist*, 44 p. 1237—1247.

The discovery of ammonium hydromica in the Vihorlat Mts. (Eastern Slovakia)

JÁN KOZÁČ — DANIEL OČENÁŠ — JÁN DERCO

During thermal treatment experiments of a type rock, probably of metasomatic origin from Kapka, Vihorlat Mts., Eastern Slovakia the authors of this paper have observed a very interesting phenomenon. They have found, that the rock heated in the temperature range from 350 to 700 °C evolved NH_3 gas (approx. 5 to 10 g. NH_3 per 1 kg of rock).

The rock is pale grey to green with occasional pink, blue or dark grey patches, massive, „hard“, fine-grained to cryptocrystalline. Breccia — like structure may sometimes be also observed. Cryptocrystalline greyish-green mass of hydromica along with some admixed boehmite, occasionally diaspre, natural mullite and chlorite predominates in this rock type. In the greyish to green groundmass of hydromica and boehmite the following minerals have been found as coloured inclusions: topaz, andalusite, diaspore, natural mullite, corundum, dumortierite, tourmaline, quartz, fluorite, rutile and some other accessory minerals. Chemical analyses and the semiquantitative mineralogical composition of the rock and the separated samples of coloured inclusions are listed in Table 1.

The content of nitrogen in the rock has been determined (using the Kjeldahl and chromatographic C, N, H analyser 185-Hawlett—Packard methods) in abundance of 0.36—0.6 and 0.75—0.93 ‰ respectively.

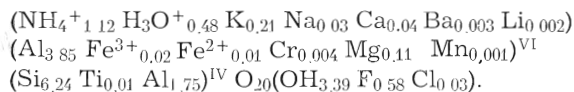
Many mineralogical, chemical and technological experiments have been done in order to solve the problem of the nitrogen occurrence in the rock.

Chemical analyses of separated samples have shown the content of nitrogen as closely proportional to the relative abundance of hydromica in these samples. No other correlation has been found possible. The highest nitrogen content (up to 1.86 ‰) was found in very fine grained samples, that were obtained after passing the suspension of ground rock through FILTRÁK, № 390 filter paper. Chemical and x-ray analyses have shown, that these fine particles were composed of 90 ‰ hydromica and 10 ‰ boehmite. No organic matter or free ammonium salts have been found. Chemical analyses and mineralogical composition of the fine particles passing through the filter paper are listed in Table 1, column 7.

Detailed chemical and mineralogical studies of the fine particles containing about 90 ‰ of hydromica (such as: x-ray diffraction analyses, differential thermal analyses, infrared spectroscopy, cation exchange capacity etc.) showed the presence of nitrogen predominantly as NH_4^+ cation at the interlayer spaces of hydromica. The hydromica has low alkali content due to the replacement of a substantial part of interlayer potassium ion for NH_4^+ . The bonding forces between NH_4^+ and hydromica at the interlayer spaces are greater than those between the interlayer water (H_2O^+) and the hydromica.

Hydroxyl water (OH) is partly replaced by a fluorine ion and possibly to some negligible extent by chlorine ion.

Using the method of Brown and Norrish (1952) the following structural formula (see also Table 6) of ammonium hydromica, was obtained:



Cation exchange capacity of this NH_4 -hydromica was found to be between 10 and 16 me NH_4^+ per 100 g. of dry sample.

It is supposed that the volcanic exhalations of a „haloid stage“ of volcanism was the source of ammonia during the rock forming process. The theory of genesis of the ammonium hydromica and boehmite in the mineral assemblage is also discussed. It is assumed that the boehmite formed due to the reactions of ammonia (from the post volcanic exhalations) with the Al-rich solutions (containing Al-halogenides).

The aim of this paper is to inform about the unique occurrence of ammonium hydromica in the Vihorlat Mts. and also to contribute to the elucidation of the mineralogy and genesis of this interesting mineralization.

Preložil J. Kozáč

Cu-mineralizácia v severnej časti Slanských vrchov

(4 obr. a 1 tab. v texte)

MICHAL KALIČIAK — RUDOLF ĎUĎA — PAVOL BURDA —
ELENA KALIČIAKOVÁ*

Cu-mineralization in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Primary Cu-mineralization was determined in the northern part of the Slanské vrchy Mts. in the volcanic complex of Sarmatian diorite porphyry. Chalcopyrite in association with pyrite, chlorite, and calcite forms in the rock fine impregnations and infilling of fine fissures.

Минерализация меди в северной части Сланских гор

В северной части Сланских гор во вулканическом комплексе сарматских диорит-порфиров была обнаружена примарная минерализация меди. Медь встречается в виде слабой импрегнации халькопирита а также в виде мелких прожилков халькопирита в ассоциации с пиритом, хлоритом и кальцитом.

Šlichovou prospekciou sa v roku 1964 v aluviálnych náplavoch potokov stekajúcich zo severných svahov Slanských vrchov zistili významnejšie sekundárne aureoly rudných minerálov Pb, Zn, Cu, As (J. Tözsér 1972). V jednej z nich bol v šlichoch pri Pavlovciach zistený sfalerit (max. 52 zrn v jednom šlichu), chalkopyrit (max. 5—10 zrn), realgár a auripigment (1—10), rumeľka (do 8 zrn v jednom šlichu). Anomália leží v území budovanom centrálnokarpatským paleogénom a podľa J. Tözséra (l. c.) má úzky priestorový vzťah ku križovaniu priečných zlomov s pozdĺžnym systémom zlomov smeru SZ—JV na severovýchodnom okraji neogénnej molasy.

Pôvod chalkopyritu a ďalších rudných minerálov nájdených pri šlichevej prospekcii v aluviálnych náplavoch potokov na severnej strane plytkointruzívneho telesa Maglovec sa doteraz nezistoval.

Podľa najnovších poznatkov možno túto zvýšenú koncentráciu rudných minerálov spájať s prejavmi primárnej mineralizácie zistenej v samotnom dioritovoporfyrítovom telese Maglovec.

* RNDr. Michal Kaličiak, RNDr. Rudolf Ďuďa, p. g. Elena Kaličiová, Geologický prieskum, Stará Spišská cesta, p. p. A-21, 040 51 Košice.

Ing. Pavol Burda, Stredná priemyselná škola banícka, 969 00 Banská Štiavnica.

V roku 1973 opísal P. Černý ojedinelé chalkopyritové zrnká v xenolitoch kryštálických bridlíc v asociácii s danburitom, zeolitmi a granátom. V ostatnom čase však bola v dioritovom porfyrite zistená veľmi nepravidelná primárna Cu-mineralizácia, v ktorej chalkopyrit tvorí v hornine jemné impregnácie a výplň drobných pukliniek v asociácii s pyritom, chloritom a kalcitom.

Geologická charakteristika

Dominantným geologickým prvkom určujúcim charakter severnej časti Slanských vrchov sú plytkointruzívne telesá dioritového porfyritu, ktoré intrudovali pozdĺž močarmiansko-toplianskeho zlomového systému do pozdĺžnej tektonickej zóny — kapušianskej hraste.

Plytkointruzívne telesá dioritového porfyritu tvoria v severnej časti Slanských vrchov nesúvislú refaz (obr. 1). V severozápadnej časti pohoria pri obci Vyšná Šebastová v prostredí neogénnych sedimentov vystupuje na povrch dioritovoporfyritové teleso Maglovec. Juhovýchodne od Maglovca sú na povrchu známe iba ojedinelé menšie, zväčša apikálne časti dioritovoporfyritových telies a až juhozápadne od Hermanoviec na povrch znovu vystupujú morfológicky výrazné kupolovité telesá Oblík, Kura hura a Hrb, ktoré sú podľa J. Slávika — J. Tözséra (1973) súčasťou priecnej hraste Oblík — Lesíček smeru SV—JZ.

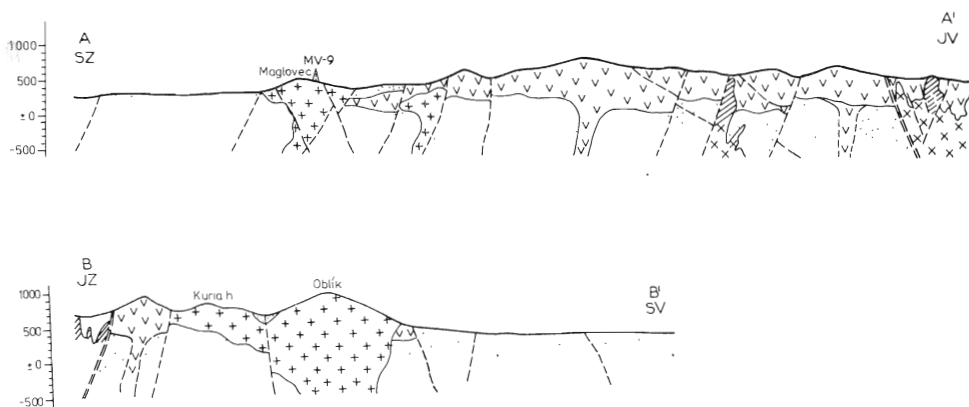
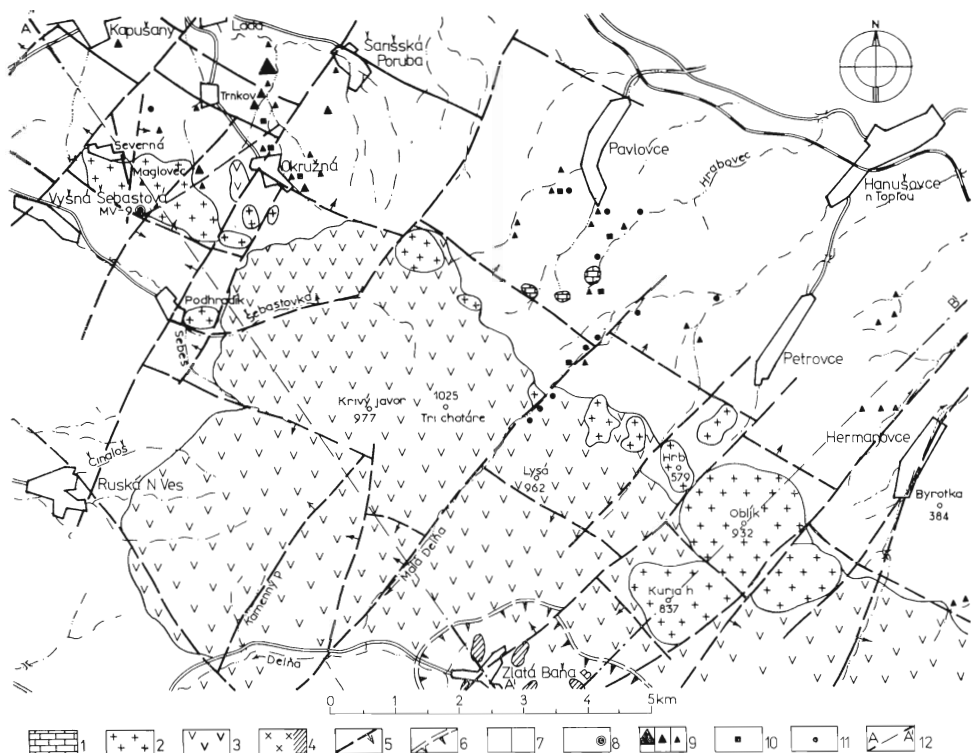
Doteraz geochronologicky datovaný dioritový porfyrit od Fintíc, severozápadne od Prešova, ktorého vek $13,8 \pm 2,1$ mil. rokov zodpovedá spodnému sarmatu, biozóne CPN 10—11, a dioritový porfyrit z Maglovca, severovýchodne od Prešova, s vekom $12,25 \pm 0,1$ mil. rokov (J. Slávik et al. 1976).

Plytkointruzívne dioritovoporfyritové teleso Maglovec má pretiahnutý tvar v smere SZ—JV v dĺžke 2,7 km. Má blokovú, stĺpcovú až vejárovitú odlučnosť. Je sivozelenej, sivej až tmavosivej farby, masívny a húževnatý.

V hornine často vidieť xenolity drobnozrnného tufitického materiálu a kryštálických bridlíc do veľkosti 10 cm. Mikroskopicky má hornina výraznú porfyrickú štruktúru s holokryštálickým vývojom základnej hmoty. Z porfyrických výrastlíc sú zastúpené plagioklasy, kosoštvorcové pyroxény a amfiboly. Plagioklasy tvoria širokotabuľkovité idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené jedince, ktoré podľa merania uhla zhášania zodpovedajú andezínu až kyslému labradoru. V prevažnej miere sú karbonatizované. Z pyroxénov je prítomný hyperstén (menej augit). Amfibol tvorí výrastlice pretiahnutých tvarov, ktoré majú po okrajoch zŕn opacitovú obrubu. Amfibol je chloritizovaný, biotitizovaný a uraltizovaný. Základná hmota je zložená z drobných agregátov plagioklasov, pyroxénu, amfibolu, kremeňa a akcesorických rudných minerálov. V dutinkách horniny často vidieť drobnozrnné agregáty zeolitov.

Mineralogická charakteristika

V kameňolomoch založených v dioritovoporfyritovom telese Maglovec sa v ostatných rokoch zistil rad rudných a nerudných minerálov. P. Černý et al. (1973) tu opísali prvý nález danburitu v Československu, ktorý vystupuje v asociácii s chabazitom, analcímom, granátom a amfibolom. Minerály sa viažu na xenolity a ich kontakty, kde v dutinkách vytvárajú často až 4 cm veľké kryštáliky. V práci je zmienka aj o náleze chalkopyritu. Podľa infor-



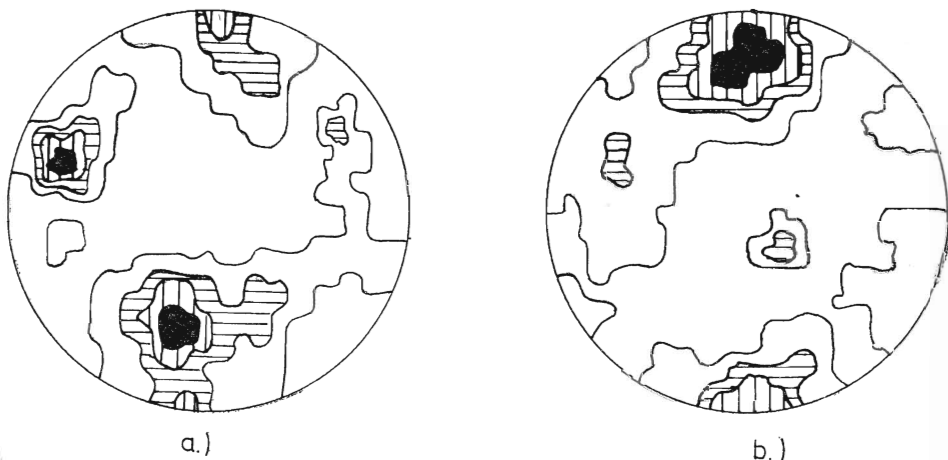
Obr. 1. Schematická geologická mapa a geologické rezy severovýchodnej časti Slanských vrchov

1 — mezozoikum, 2 — dioritový porfýrit, 3 — nerozlíšený andezitový stratovulkanický komplex, 4 — hypotetické intruzívne teleso dioritu a jeho apofýzy, 5 — tektonické poruchy, 6 — hranice zlatobanskej vulkanotektonickej depresie, 7 — nerozlíšené sedimenty a podložie neovulkanitov, 8 — vrt, 9—11 — miesta odberu pozitívnych šlíchov: 9a — Cu (nad 100 zrn); 9b — Cu (nad 10 zrn); 9c — Cu (do 10 zrn); 10 — Pb—Zn (do 10 zrn); 11 — As (do 10 zrn); 12 — vyznačenie rezov v geologickej mape.

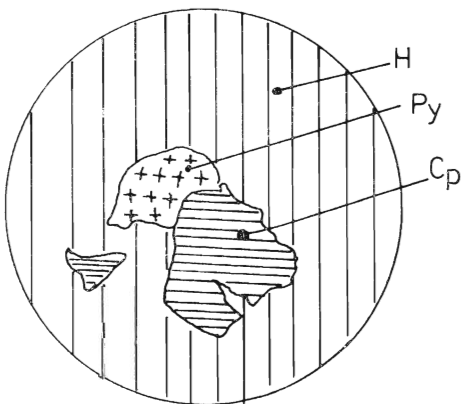
mácie P. Černého (1975) sa našiel rad minerálov, napr. lievrit, axinit, ilmenit a andradit.

Veľmi charakteristickou črtou mineralizácie zistenej v lomoch dioritovo-porfyrítového telesa Maglovec je silná zeolitizácia, ktorá sa najintenzívnejšie prejavuje v pripovrchovej časti telesa. Zeolity tvoria výplň puklín najmä smeru SSV—JJZ a SZ—JV (obr. 2). Najrozšírenejší je chabazit, ktorý vytvára kryštalický povlak, často s kryštálmi veľkými okolo 3—4 cm. Chabazit tu asociuje s palygorskitom a turmalínom. Turmalín vystupuje vo forme drobných radiálno-lúčovitých agregátov (max. 5 mm v priemere).

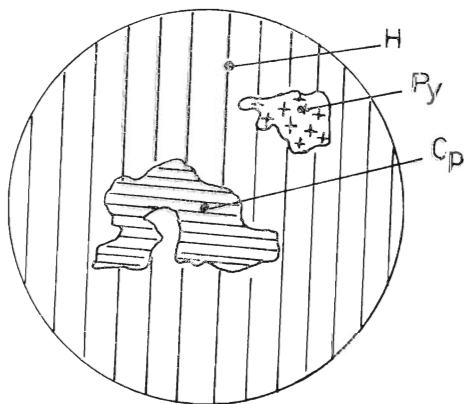
V asociácii s danburitom sme v xenolitoch zistili aj datolit, ktorý vytvára drobné zrnité agregáty mliečnobielej farby. V malom opustenom lome je známy výskyt apatitových kryštálikov s jemným povlakom tremolitu. Apatit je žltó-



Obr. 2. Tektonogramy puklín dioritových porfyrítov v lome Maglovec a — bez mineralizácie zeolitov (250 meraní), b — so zeolitovou mineralizáciou (200 meraní)



Obr. 3. Mikronáčrtok sulfidickej mineralizácie v hornine. Zv. 100×. Cp — chalkopyrit, Py — pyrit, H — hornina.



Obr. 4. Dtto ako obr. 3

P. č.	minerál	kvant. zastúpenie	P. č.	minerál	kvant. zastúpenie
1	chabazit	xx	12	datolit	●
2	danburit	x	13	amiant	●
3	palygorskít	x	14	ilmenit	x
4	kremeň	x	15	lievrit	●
5	kalcit	x	16	axinit	●
6	turmalín	x	17	pyrit	●
7	tremolit	x	18	chalkopyrit	●
8	apatit	x	19	sfalerit	●
9	chlorit	x	20	galenit	●
10	andradit	●	21	tetraedrit	●
11	analcím	●			

xx — hlavný minerál, x — vedľajší minerál, ● — akcesorický minerál

zelený, má stĺpčekovitý tvar a charakteristický hexagonálny prierez. Röntgenometrická analýza ho identifikovala ako hydroxylapatit. Výskyt sa štruktúrne viaže na kontaktnú zónu dioritového porfyritu so slienitým neogénnym ílom v blízkosti výraznej poruchovej drvenej zóny.

V samotnom telese dioritového porfyritu sú prejavy primárnej Cu-mineralizácie, a to vo vrte MV-9 (prieskum stavebného kameňa). Chalkopyrit tu tvorí výplň drobných pukliniek v asociácii s pyritom, kalcitom a chloritom. Vystupuje však aj vo forme jemných impregnácií v hornine s veľkosťou zŕn do 2 mm. Chalkopyrit má alotriomorfný tvar a je v hornine veľmi nepravidelne rozptýlený s pyritom a ilmenitom (obr. 3 a 4). Potvrdila ho röntgenometrická analýza a semikvantitatívna spektrálna analýza. Okrem hlavných komponentov (Cu, Fe) bol zistený obsah Pb (0,1—0,01 ‰) a Ag, Zn, Bi (pod 0,01 ‰), ktoré majú v prevažnej miere heterogénny pôvod, môžu indikovať drobné inklúzie Pb, Zn, príp. Ag minerálov a nevylučuje sa ani ich prípadný izomorfný pôvod. S chalkopyritom sa veľmi vzácné mikroskopicky zistil aj tetraedrit.

Význam nálezů

Zistením primárnej sulfidickej mineralizácie v dioritovoporfyritovom telese Maglovec možno súčasne vysvetliť aj sekundárne aureoly rudných minerálov v aluviálnych náplavoch v okolí telesa, ako aj ďalších plytkointruzívnych dioritovoporfyritových telies v severnej časti Slanských vrchov.

Chalkopyrit tvorí v hornine jemné impregnácie a výplň drobných pukliniek a mineralizácia má typický žilníkovno-impregnačný charakter.

Je tu známa silná zeolitizácia, ktorá je podľa S. Karamatu (in L. Rozložník 1971) jedným z priamych indikátorov tohto typu zrudnenia.

V blízkom okolí plytkointruzívnych dioritovoporfyritových telies vystupujú na povrch aj kryhy mezozoika, ktoré podľa geofyzikálnych meraní (L. Matoušek et al. 1974) tvorí v tejto oblasti aj podložie centrálnokarpatského paleogénu. Preto na kontaktoch týchto telies s karbonátovými horninami možno rátať aj so skarnovým typom zrudnenia.

Zistené a známe skutočnosti súvisiace s našim nálezom naznačujú možnosť

vystupovania uvedených typov mineralizácie. O tom, či nález má aj hospodársky význam, môže rozhodnúť len ďalší, podrobnejší prieskum.

Doručené 21. 4. 1976
Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Černý, P. — Parma, Z. — Povondra, P. — Veselovský, Fr. 1973: Výskyt danburitu v xenolitech v andezitu na Maglovci u Prešova. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 1—2, s. 111—118.
- Matoušek, L. — Odstrčil, J. — Just, P. — Mořkovský, M. — Lukášová, G. 1974: Tíhový průzkum ve východoslovenskem flyši, oblast Prešov. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 45 s.
- Rozložník, L. 1971: Správa o študijnom pobyte vo FR Juhoslávii v dňoch 7. 6.—18. 6. 1971. *Manuskript — archív Kat. geol. a min. BF VŠT.* 34 s.
- Slávik, J. 1968: Chronology and Tectonic Background of the Neogene Volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. práce, Spr.* 44—45 (Bratislava) p. 199—214.
- Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpatians. *Geol. zbor. Geologica carpath.* (Bratislava) 24, 1, p. 23—49.
- Slávik, J. Bagdasarjan, G. V. — Kaličiak, M. — Orlický, O. — Tözsér, J. — Vass, D. 1976: Rádiometrické veky vulkanických hornín Vihorlatu a Slanských hôr. *Mineralia slov.* 8, s. 319—334.
- Tözsér, J. 1972: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 239 s.

Cu-mineralization in the northern part of the Slanské vrchy Mts.

M. KALIČIAK — R. ĎUĎA — P. BURDA — E. KALIČIAKOVÁ

Bodies of shallow-intrusive diorite porphyry forming a discontinuous belt of NW—SE strike, partly covered by a stratovolcanic pyroxene andesite complex crop out in the northern part of the Slanské vrchy Mts. along the Močiary—Topľa fault system. Absolute dating (J. Slávik et al. 1976) indicates that the diorite porphyry are of Lower to Middle Sarmatian age. The rock has a porphyritic texture with a holocrystalline development of the ground-mass. The porphyritic phenocrysts are represented by plagioclase, pyroxene, and amphibole.

By heavy mineral analysis secondary mechanical aureoles of placers Pb, Zn, Cu, As, Hg were identified in the alluvium of streams in the northern part of the mountains. Primary Cu-mineralization was determined in the Maglovec diorite porphyry body NE of Prešov. Chalcopyrite forms here in the rock fine impregnations and infillings of fine cracks in association with pyrite, chlorite, and calcite. Strong zeolitization is a characteristic feature. Zeolites in the form of crystalline druses or films fill in fissures and cracks. Chabazite is the most abundantly represented mineral. Moreover, several other minerals as analcime, garnet, axinite, lievrite, danburite, palygorskite, tourmaline, datolite, apatite, tremolite, and others were also determined here. Of the ore minerals galena, sphalerite, and tetrahedrite are present.

Preložila E. Česánková

Ďalšie výskyty článkovaných vápnitých hubiek v triase Západných Karpát

EDUARD JABLONSKÝ — MÁRIA ROHALOVÁ*

Новые находки членистых известковистых губок в триасе Западных Карпат

При разведке месторождений Шуя-II, Нове Место н/В, Зонгора и Грушова в доломитах и доломитовых известняках были определены единичные экземпляры известковых губок семейства Sphinctozoa. Их стратиграфический диапазон — ладин-карн.

Определены были следующие виды: *Follicatena cautica* Ott, *Colospongia catenulata* Ott, *Colospongia* cf. *andrusovi* Jablonský, *Uvanella irregularis* Ott, *Cystothalamia bavorica* Ott a *Dictyocoelia manon* (Münster).

V ostatnom čase sa stále častejšie zjavujú práce našich aj zahraničných autorov (J. Hanáček 1976, J. Mello 1976, K. Balogh — S. Kovács 1976, G. Scholz 1972) poukazujúce na pomerne častý výskyt článkovaných vápnitých hubiek radu Sphinctozoa. Tieto hubky sa pokladajú za hlavné rífortvorné organizmy v triase (E. Ott 1967). Sphinctozoa sú opísané hlavne z vápencov, najmä wettersteinských, a ich jedince sa našli aj v dolomitoch na Slovensku a v Alpách (M. Polák — E. Jablonský 1973, E. Ott 1967). V dolomitoch je ich výskyt, ako aj výskyt iných organizmov vzácny, lebo ich skelety boli neskôr spravidla zotreté dolomitizačnými a rekryštalizačnými procesmi.

Pri petrografickom spracúvaní vzoriek vrtných jadier úlohy Šuja II a Nové Mesto n/V. — Zongor sme zistili článkované vápnité hubky vo výbrusoch i makroskopicky.

Na lokalite Šuja sú dolomity nezreteľne vrstvomité, sivobiele, sivé, žltosivé, často brekciovité a cukrovité, miestami pórovité s rozpadom na drobné ostrohranné úlomky až múčku. Pri vrtných prácach sa zistilo, že uprostred dolomitov sú miestami v hlbších častiach vyvalcované nepravidelné polohy lunzských vrstiev. Nálezy článkovaných vápnitých hubiek v nadložnom komplexe dolomitov však poukazujú na jeho ladínsky až kordevolský vek. Preto v tejto oblasti nevyklúčujeme existenciu prešmyku či čiastkového násunu alebo prevráteného vrstvomitého sledu. Pre silný rozpad dolomitov je ťažko zaujať konečné stanovisko. Z uvedeného však zároveň vidieť, že aj ložisko, ktoré je z chemickotechnologickej stránky na prvý pohľad jednoduché, môže mať veľmi komplikovanú detailnú stavbu. Tú však rozpad dolomitov úplne zotrel a prekryl.

* RNDr. Eduard Jablonský, p. g. Mária Rohalová, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, ul. Marxa—Engelsa 43, 010 01 Žilina.

Dolomity lokality Šuja II sú z chemickej stránky homogénnou surovinou so stálym obsahom bázičských zložiek CaO a MgO. V časti ložiska, kde sme zistili aj vápnné hubky, je obsah MgO od 21,12 do 21,47 ‰ a CaO od 30,78 do 31,12 ‰.

Vo výbrusoch a na narezaných kúskoch jadra sa z nadložia lunzských vrstiev podarilo identifikovať niekoľko zle zachovaných hubiek: *Follicatena cautica* Ott, vo vrte ŠV-214 (25,5—26,0 m), ŠV-226 (0,7—3,0 m), *Colospongia catenulata* Ott vo vrte ŠV-218 (1,0—1,5 m), *Dictyocoelia manon* (Münster) vo vrte ŠV-214 (25,5—26,0),? *Uvanella irregularis* Ott vo vrte ŠV-216 (43,0—46,0 m).

Z ďalších organizmov sa spolu s hubkami našli časté prierezy problematickej riasy *Tubiphytes obscurus* Maslov, neurčiteľné foraminifery. V ostatných výbrusoch sme ešte zaznamenali veľmi zle zachované riasy zo skupiny dasykladaceí, ako aj stromatolity.

Na lokalite Hrušové v okolí Nového Mesta n/V. sa vyhľadali vrty vo vápencoch stredného triasu. Ide hlavne o masívne mikritické vápence sivej, bielo-sivej, žltkastej a ružovkastej farby. Vápence sú nepravidelne dolomitizované hlavne v brekciovitých polohách, alebo sa dolomitizácia viaže na organické zvyšky, najmä stromatolity. Smerom na sever od prieskumného územia (oblasť kóty na Salaškách a vrtov s výskytmi hubiek) vápence pozvoľne prechádzajú cez časté polohy rauwakov do nadložných dolomitov. V niektorých vrtoch (V-2, 9, 11 a 14) sú pomerne mocné polohy dolomitizovaných biohermných vápencov s častými evinošpongiami. Obsah MgO v týchto horninách je 11—18 ‰. V nich sme vo vrtnom jadre zistili tieto druhy vápnných článkovaných hubiek: *Colospongia cf. andrusovi* Jablonský, vrt V-2 (119,8 m) a V-11 (150,3 m), *Cystothalamia bavarica* Ott, vrt V-11 (125,2 m) a *Dictyocoelia manon* (Münster), vrt V-11 (150,3 m).

Spolu s hubkami sa vyskytuje i *Tubiphytes obscurus* Maslov. Sú slabo zachované. V ostatných vrtoch, resp. na povrchu boli dosť časté veľké gastropódy, prierezy dasykladaceí rodu *Teutloporella* a časté polohy stromatolitov.

Stratigrafický rozsah vápencov a časti dolomitizovaných vápencov je podľa uvedených organických zvyškov na lokalite Hrušové ladín až kordevol.

Doručené 21. 7. 1977

Odporučil J. Bystrický

LITERATÚRA

- Balog, K. — Kovács, S. 1976: Sphinctozoa from reef facies of the wetterstein of Alsóhegy (mount South Gemicum, West Carpathians, Northern Hungary). Acta mineral. petrogr. (Szeged), 22, 2, p. 297—310.
- Hanáček, J. 1976: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. Záp. Karpaty, sér. geol. (Bratislava), 1, s. 125—149.
- Mello, J. 1976: Faciálne a stratigrafické členenie wettersteinských vápencov čs. územia planiny Dolný vrch. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 65, s. 33—52.
- Ott, E. 1967: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Rifbildner im Wettersteinkalk. Baye. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. (München), N. F. 131, 96 S.
- Polák, M. — Jablonský, E. 1973: Biohermné dolomity chočského príkrovu Malej Fatry. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 61, s. 233—237.
- Scholz, G. 1972: An anisian wetterstein limenstone reef in Northern Hungary. Acta mineral. petrogr. (Szeged), 20, 2, p. 337—362.

Zásadné metodické otázky tvorby matematických modelov rudných ložísk

IVAN ČILLÍK*

Основные математические вопросы при составлении математических моделей рудных месторождений

Составление математических моделей рудных месторождений обусловлено не только геологическими условиями месторождения, но также и их технико-экономическими условиями. При составлении моделей необходимо учитывать также и случайные составные элементы месторождения, так-как они являются результатом сложного процесса природных законов. Процесс составления моделей основан на постепенном повышении вступительных данных о месторождении, которое ведёт к их стимуляции и тем к завершающей стадии динамического моделирования.

Methodical principles of mathematical modelling of ore deposits

The design of a mathematical model for solide mineral deposit is to be set out from the idea that the deposit itself do not represets merely a geological category, but it is also a technical and economical category of a geological object. By the formalisation of this model the random and functional components of principal parameters must be respected as they are results of compound mutual interaccations, caused by different interactions of natural laws. The model design is based on gradual perfection of formalised entering data on the deposit conducting by their simulation to the final stage, represented by a dynamical model of the deposit.

Využívanie matematických metód v geológii je späté s istým abstrahovaním skúmaného prírodného objektu a jeho výsledkom je formálna predstava o objekte, v našom prípade matematický model objektu (W. C. Krumbein, Fr. A. Graybill 1965). Táto predstava by mala vystihnúť nielen základné črty stavby skúmaného objektu platné všeobecne pre určitú skupinu podobných objektov, ale aj špecifické prvky vlastné skúmanému objektu. Ak sú tieto vlastnosti objektu podmienené zosúladením fyzikálnych, fyzikálnochemických a iných prírodných zákonov, vzniká prírodný objekt charakteristický nenáhodným usporiadaním čiastkových prvkov stavby v jeho priestore a matematický model tohto objektu má determinovaný základ (W. C. Krumbein, Fr. A. Graybill 1965). Vzájomný posun súladného pôsobenia, alebo mnoho-

* Ing. Ivan Čillík, CSc., Geologický prieskum, 974 00 Banská Bystrica-Kynceľová.

ráz i protichodné pôsobenie prírodných síl vnášajú náhodnú zložku do usporiadania čiastkových prvkov stavby v priestore prírodného objektu a potom sa matematický model môže opierať len o náhodný — stochastický základ. Formovanie ložísk nerastných surovín v prírode prebieha rozmanitým spôsobom a v rozličnom geologickom prostredí, čo je príčinou nerovnakého podielu determinovanej i stochastickej zložky v ich stavbe, a tým aj v ich matematickom modeli.

Lenže ložisko nerastných surovín je nielen geologickým objektom, ktorý si možno formálne predstaviť ako jednoznačne vymedzený statický trojrozmerný priestor, ale v dôsledku technicko-ekonomických kritérií aj dynamickou kategóriou priestoru. Rozličné technické a ekonomické podmienky využitia ložiska pre národné hospodárstvo a hľadanie optimálneho variantu jeho využitia môžu meniť a spravidla aj menia kvalitatívnu charakteristiku objektu a súčasne aj tvar, pozíciu a rozmery jeho priestoru. Matematický model takéhoto objektu by preto mal umožňovať alternatívny prístup k jeho skúmaniu. Tým sa pri matematickom modelovaní ložiska musí dialekticky zjednotiť statická charakteristika geologického priestoru s dynamickým ponímaním jeho funkcie pri hospodárskom využití. Pri takomto ponímaní modelovania ložiska vstupuje do etapy jeho prieskumu aj otázka štruktúry miest odberu a metód vzorkovania, čo bezprostredne nadväzuje na kvantifikáciu tolerancií jeho výsledkov — vypočítaných priemerných hodnôt (množstva a kvality zásob) podľa istých stupňov preskúmanosti celku alebo jednotlivých častí — blokov, a tým na kvantifikáciu častí podmienok na zaraďovanie do kategórií zásob. Znamenalo by to určiť stupeň presnosti priemerných hodnôt výpočtu ako matematicky definovanú mieru preskúmanosti časti ložiska (bloku), ktorá by bola zároveň aj mierou rizika jeho očakávaného efektívneho hospodárskeho využitia (I. Čillík 1967, 1975).

Stručná charakteristika skupín matematických modelov

Charakteristika postupne vyjadruje aj stupeň formalizácie ložiska.

Modely geologickej stavby ložiska

Tieto typy modelov sú základným prvkom akéhokoľvek formalizovania ložiska a pri ich nesprávnej interpretácii vznikajú omyly (A. B. Každán, M. V. Sumilin, A. A. Vikentejev 1974). Doteraz nie sú zjednotené spoľahlivé postupy ich tvorby najmä pri ložiskách zložitej stavby s komplikovanými obrysmi ložiskových telies. Pre niektoré typy ložísk sa hodia predstavy a postupy geoštatistiky (G. Matheron 1963). Pri ohraničovaní ložiska len na základe údajov kvality sa môžu používať rozličné interpolačné metódy.

Modely opisu distribúcie úžitkovej zložky

Na tieto účely rozlišujeme štatistickú distribúciu — distribúciu hodnôt parametrov základného výpočtového vzorca v súbore údajov, a geometrickú — distribúciu hodnôt parametrov v priestore ložiska alebo jeho časti (I. Čillík 1975). Zdá sa, že štatistická distribúcia hodnôt všetkých parametrov vo väčšine prípadov neodporuje požiadavkám lognormálnej distribúcie (I. Čillík

1975). Pri geometrickej distribúcii vychádzame z predstavy rozličného podielu zastúpenia dvoch krajných typov — funkčného a náhodného. Podiel náhodnej zložky v hodnote ľubovoľného parametra by sa mal pokladať za mieru zaradenia ložiska do krajného alebo prechodného typu a za závažné kritérium voľby metodiky prieskumu. Existencia geometrickej distribúcie hodnôt parametrov základného výpočtového vzorca v priestore ložiska je zákonite spätá aj s korelačnými vzťahmi v ložisku. Pritom treba počítať s tým, že v rozličných základných smeroch sa v priestore ložiska možno stretnúť s rozličnými typmi geometrickej, ale aj štatistickej distribúcie, napr. po smere a sklone ložiska šošovkovitej morfológie sa určí geometrický typ a naprieč mocnosťou ložiska štatistický typ distribúcie.

Modely zberu a spracovania vstupných údajov

Otázka racionálnej metodiky zberu údajov a s tým zákonite spätého spracovania vstupných údajov súvisí s voľbou predovšetkým systému zberu údajov v priestore, rovine alebo linii cez ložisko. Polarita geometrickej i štatistickej distribúcie hodnôt parametrov v priestore ložiska a kvantitatívne kritériá stupňa preskúmanosti častí ložiska sa opierajú o vhodnú číselnú charakteristiku premenlivosti jednotlivých hodnôt a spoľahlivosti vypočítaných stredných hodnôt parametrov. Na takéto účely sa všeobecne používajú rozmanité metódy variačnej štatistiky, napr. koeficient variácie, intervaly spoľahlivosti stredných hodnôt atď. Proces zisťovania odchýlok od istej zvolenej hladiny možno rozdeliť do dvoch základných skupín:

1. Zisťovanie chyby geometrizácie ložiskového priestoru, jeho častí (podľa A. B. Každana, M. N. Šumulina a V. A. Vikentjeva 1974).
2. Použitie variačnej štatistiky. Vychádza zo základného predpokladu — požiadavky, že výpočet variačnej charakteristiky sa bude v každom prípade opierať o náhodnú zložku hodnoty ľubovoľného parametra základného výpočtového vzorca (I. Čillík, Š. Ogurčák 1964).

Otázky používania intervalu spoľahlivosti stredných hodnôt na kvantitatívnu charakteristiku stupňa preskúmanosti najnovšie podrobne spracoval R. I. Kogan (1972).

Pri veľmi zaužívanom spôsobe výpočtu stredných hodnôt váženým priemerom z ložísk typu nenáhodného rozmiestnenia hodnôt parametrov v priestore ložiska na tieto účely vyhovuje upravená druhá diferenciácia v zmysle definície S. J. Kazakovského, ktorú upravil I. Čillík a Š. Ogurčák (1964).

Predstava o symetrickej distribúcii hodnôt odchýlok ($d > 0$) je však v rozpore s predstavou ekonomickej asymetrie ložiska podľa J. Žežulku (1967) a asymetrie technicko-ekonomickej charakteristiky vplyvu ťažbou zistených odchýlok od vypočítaných stredných hodnôt úžitkovej zložky v blokoch (I. Čillík 1967) v súlade so vzorcom pre zmenu jednotlivých nákladov využitia bloku ložiska vyvolaného zmenou množstva úžitkovej zložky v ňom. Rozličné hodnoty premenlivosti parametrov v rozličných smeroch v priestore ložiska sa zvyčajne premietnu do systémov zberu vstupných údajov výpočtu alebo sa geometricky spočítajú pri výpočte súhrnnej premenlivosti jednotlivých parametrov a súhrnnej premenlivosti v celom ložisku (pozri I. Čillík, Š. Ogurčák 1964).

Simulácia stavby alebo procesov tvorby geologického objektu je najvyššou formou a konečným štádiom formalizácie geologických objektov.

Opiera sa o metódy matematickoštatistickej interpretácie a extrapolácie v súboroch údajov pri štatistickej, alebo v priestore ložiska pri geometrickej distribúcii ich hodnôt. Príslušné modely sú veľmi rôznorodé (D. G. Krige et al. 1969, G. Matheron 1963, V. Němec 1971, I. Čillík — Š. Ogurčák 1964, V. V. Bogeckij 1962 a i.). Mnohé z modelov sa obmedzujú len na otázky hodnotenia stupňa premenlivosti stavby ložiska, druhé sú ucelenou sústavou od začatia geologickoprieskumných prác až po výpočet zásob. Ich vážnym nedostatkom je jednostranné hodnotenie geologických prvkov stavby ložiska a nekritická aplikácia výsledkov výskumu na ložiskách jedného typu do oblastí ložísk odlišných typov.

Od modelov geologickej stavby ložiska cez modely opisu distribúcie úžitkovej zložky, modely zberu a spracovania vstupných údajov až po modely simulácie, teda úpravy vstupných údajov, stúpa formalizácia predstáv, a tým aj údajov o ložisku a pri nesprávnom postupe alebo nepochopení jeho stavby rastie aj stupeň rizika hrubého omylu. Modely simulácie vstupných údajov sú konečným štádiom matematizácie priestoru ložiska a zároveň aj najvyšším stupňom aplikácie poznatkov získaných geologickým prieskumom istej skupiny ložísk rúd.

Predstava o slede a obsahu procesu formalizácie údajov o ložisku

Táto predstava vlastne zahŕňa postup tvorby modelov istých geologickoprieskumných typov — skupín ložísk rúd. Musí sa opierať o rozdelenie ložísk pevných nerastov na tieto typy a o vyšetrovanie základných vlastností ich stavby najprv geologickými metódami. Postup tvorby modelu bude mať tieto štádiá:

- zber vstupných údajov na vybranom ložisku — reprezentantovi istého geologickoprieskumného typu,
- verifikácia vstupných údajov s použitím logických ohraničení a štatistických metód,
- charakteristika distribúcie hodnôt základných parametrov ložiska, testovanie homogénosti súboru údajov, diskriminácia zložených súborov, vyšetrovanie štatistickej distribúcie,
- vyšetrovanie distribúcie hodnôt základných parametrov ložiska v priestore ložiska, vyšetrovanie geometrickej distribúcie,
- vyšetrovanie vzťahov medzi hodnotami základných parametrov ložiska a vzťahov k iným údajom o ložisku,
- výber matematického modelu ložiska s ohľadom na vymedzené morfológické typy, na hranice čiastkových celkov a plochy diskontinuity v jeho priestore na základe geologických i chemickotechnologických podkladov získaných prieskumom alebo exploataciou ložiska,
- určenie typových modelov ložísk pevných nerastov a stanovenie kritérií spoľahlivosti zistených priemerných hodnôt základných parametrov na technicko-ekonomickom princípe.

Široké využitie simulácie hodnôt vstupných údajov o základných parametroch ložiska je podmienkou pre tvorbu dynamického modelu ložiska, ktorý

je východiskom pre variantné úvahy o jeho využití v priestore a v čase. Pri tom sa ložisko delí na časti na geologických, chemickotechnologických alebo technickoexploatačných princípoch. Podmienkou je, aby tieto časti neboli menšie ako základný priestor (napr. vzorka) zberu údajov o ložisku. Druhou podmienkou musí byť požiadavka, aby stupeň simulácie vstupných údajov pre rozličné kategórie preskúmanosti ložiska bol rozličný a zároveň nepresiahol interval spoľahlivosti vypočítaných priemerných hodnôt zo základných nesimulovaných vstupných údajov.

Doručené 18. 10. 1976

Odporučil V. Němec

LITERATÚRA

- Čillík, I. 1959: Niektoré praktické závery matematického a grafického rozboru údajov získaných pri prieskume rudných ložísk. *Geol. průzk.*, 2, č. 2, s. 51—57.
- Čillík, I. — Ogurčák, Š. 1964: Metodika prieskumu rudných ložísk. Bratislava, SVTL, 392 s.
- Čillík, I. 1967: Tolerancie kategórií zásob nerastných surovín. *Rudy*, 15, č. 1, s. 18—21.
- Čillík, I. 1975: Distribúcia hodnôt parametrov ložiska nerastov a otázky tvorby jeho modelu pri výpočte zásob. In: *Matematické metody a využívání výpočetní techniky pro výpočty zásob rud a nerud*. Praha, Geoindustria, s. 4—36.
- Každan, A. B. — Šumilin, M. V. — Vikentjev, V. A. 1974: Metodické základy kvantitatívneho oceňovania preskúmanosti zásob pevných nerastných surovín. *Sov. geol. (Moskva)*, No. 11, s. 8—19.
- Kogan, R. I. 1972: Intervalnija oceňki zapasov poleznych iskopajemych. Moskva, Izd. Nedra, 142 s.
- Krige, D. G. — Watson, M. I. — Oberholzer W. J. — Du Toit, S. R. 1969: The use of contour surfaces as predicatve models for orevalues. *Symp. on computer applications and operations research in the mineral industry*. Salt Lake City, New York 1969, p. 127—161.
- Krumbein, W. C. — Graybill, F. A. 1965: *An Introduction to Statistical Models in geology*. New York, Pergamon Press. 392 p.
- Matheron, G. 1963: Principles of geostatistics. *Econ. Geol. (London)*, V. 58, No. 8, pp. 1246—1266.
- Němec, V. 1971: Space models of inclined limestone deposits. *Can. Inst. Min. Met. spec. Vol. 1971*, No. 12, p. 209—217.
- Žezulka, J. 1967: O dostovernosti zapasov tverдых poleznych iskopajemych i koeficientach peresčeta ich v uslovnuju kategorijum ischođa iz uslovij rudnych mesto-roždenij Čechoslovakii. *Sov. geol. (Moskva)*, No. 7, s. 105—112.

Methodical principles of mathematical modelling of ore deposits

IVAN ČILLÍK

Utilisation of mathematical models in geology is connected with abstraction of the examined natural object. The result of this process is a formalised imagination of the object, the mathematical model (W. C. Krumbein — F. A. Graybill, 1965). Congruency of natural laws leads into systematic array of partial parameters of the deposit edifice and the mathematical model has a determined base. In opposite case predominance of random events causes a stochastic base of the mathematical model.

A solide mineral deposit is not only a geological object that we may imagine

as a three-dimensional space. Owing to applied technical and economical criteria, the deposit represents a dynamical category of a geological space as well. This approach requires an alternative one to its examination. Dynamic parameters in the design have to be deduced from quantificated tolerances of estimated average values and hereby from partial conditions for categorisation in accordance with exploration degree (I. Čillík 1967, 1975).

Consequent mathematical models as models of the geological edifice, estimated distribution of exploitable compounds, models of estimation of entering data and models of entering data simulation represent gradual growth of the formalisation degree over the deposit.

Geological edifice models represent basic degree of the formalisation concept on the deposit. Incorrect use of this model leads to miscalculation (A. B. Kazhdan — M. V. Shumilin — A. A. 1974). For some kinds of deposits geostatistical methods are applicable (G. Matheron 1968).

Exploitable compound distribution models are set out from the idea of statistical and geometrical distribution (I. Čillík 1975). In case of geometrical distribution in space a fusion of functional and random type is presumed (I. Čillík — Š. Ogurčák 1964). The share of random parameters may be mean for the typisation of the deposit in course of its exploration. It must be pressed, that various distribution and correlation pattern may occur in frame of a single deposit.

Models of collection and estimation of entering data have to choose a rational system for data collection in lines, planes or in total space of the deposit. Criteria for the exploration degree are based mainly on numerical characteristics of variability.

Methods of variation statistics both in case statistical distribution (R. I. Kogan 1972) as well as in the case of geometrical distribution (A. B. Kazhdan M. V. Shumilin — V. A. Vikentiev 1974) are used. In case of functional geometrical distribution the random parameter of data (I. Čillík 1959) may be used, too. Some discrepancies occur however due to economical assymetry of the deposit (J. Žežulka 1967, I. Čillík 1967).

Entering data simulation models are the highest degree of formalisation of geological objects. The methodics itself is based on interpretation by mathematical statistics and on extrapolation in sample space or in the total space of the deposit (D. G. Krige et al. 1969, G. Matheron 1968, V. Němec 1971, I. Čillík — Š. Ogurčák 1974 a. o.). Serious defficiency of some coherent mathematical models lies on one-sided appreciation of deposit edifice parameters and on insufficiently motivated application from an unique object to several others.

The data formalisation process on the deposit should to proceed from parameter collection on choosed deposit through their verification to statistical and geometrical distribution characteristics and to estimation of correlations. The final stage is the design of a mathematical model. By this model delimited morphological types of the deposit and the complexity of discontinuities in its space should be to appreciated. This process is to be accomplished by design of typical mathematical models of solide mineral deposits and by estimation of maximum likelihoods of evaluated average volues on both technical and economical base.

Preložil I. Varga

KRONIKA

Ing. Ján Bartalský, CSc., päťdesiatročný



Pri 25. výročí založenia Geologického prieskumu si pripomíname aj životné jubileum jedného z hlavných organizátorov a priekopníkov ložiskovej geológie na Slovensku Ing. Jána Bartalského, CSc.

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

Po skončení vysokoškolských štúdií pracoval na Geologickom ústave v Bratislave. Tu pod vedením prof. J. Šaláta vykonával systematické geologicko-banské mapovanie banskoštiavnického rudného revíru a zúčastňoval sa na zostavovaní moderných

geologickoložiskových podkladov na hodnotenie ložiska a orientáciu prieskumných a banských prác. Jubilant mal s kolektívom spolupracovníkov pod vedením prof. J. Kamenického, CSc., úlohu zhodnotiť surovinový potenciál severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, prispieť k obnove nových banských závodov, resp. zabezpečiť pre jestvujúce banské podniky zásoby rudných surovín, pretože mnohé závody boli počas vojny vydrancované.

Pri reorganizácii v r. 1952 preložili Ing. J. Bartalského do novoutvoreného Východoslovenského rudného prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Na novom pracovisku Ing. Ján Bartalský systematicky spracúval všetky prístupné podzemné a povrchové banské práce v rajóne Rudňany a Markušovce. Tak vznikli aj nové geologické a tektonické mapy, podľa ktorých bolo možno hodnotiť prognózy ložiska. Pri oceňovaní zásob surovín sa po prvý raz použila sovietska metodika.

Od nášho jubilanta pochádzajú aj prvé moderné výpočty zásoby rúd a inventarizácia ložísk severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Roky 1956—1958 boli v metodike prieskumu ložísk prelomové. Bohaté skúsenosti získané pri prehodnocovaní ložísk severného pruhu Spišsko-gemerského rudohoria, široký geologickoložiskový rozhľad a znalosť ložiskovej problematiky celých Západných Karpát umožnili jubilantovi stať sa jedným z priekopníkov nových prieskumných metód. V tomto období sa spracúvali prvé koncepcie prieskumu rudných rajónov, začal sa 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 Rudnianskej, ktorý započal ešte náš jubilanť. Výsledkom prieskumu bolo zabezpečenie takého množstva zásob, ktoré umožnilo postupne zvyšovať ťažbu a vybudovať moderný ťažiarско-úpravňický závod.

Vysoká odborná pripravenosť a progresívnosť umožnili Ing. J. Bartalskému vypracovať sa v období rokov 1951—1958 cez geológa, odborného geológa, závodného geológa až na hlavného geológa podniku a hlavného inžiniera podniku. Po reorganizácii bol 1. júla 1958 preložený na novoutvorený Geologický prieskum do Turčianskych Teplíc ako geologický námestník podniku. Na začiatku roku 1959 sa na vlastnú žiadosť vrátil do Spišskej Novej Vsi a vo funkcii odborného geológa sa venoval žilným medňatým ložiskám východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a prieskumu nerudných surovín.

1. januára 1961 bol jubilanť preložený na podnikové riaditeľstvo do Turčianskych Teplíc vo funkcii 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 v úzkej spolupráci so Slovenským geologickým úradom, najmä s jeho predstaviteľmi Ing. Jánom Slávikom, DrSc., a Ing. Jánom Kuráňom, vybudoval silnú geologickú organizáciu so širokým kádrom geológov rozličných špecializácií schopných okrem technicko-prieskumných otázok riešiť aj odborné a teoretické problémy Západných Karpát, ktorí sa zúčastňujú na plnení domácich i medzinárodných geologických programov a aktívne prispievajú k rozvoju československej geológie.

Široká paleta záujmu, množstvo riešených úloh, dosiahnuté odborné výsledky a ich interpretácia boli podnetom na založenie geologického časopisu Mineralia slovacae. Pri jeho zrode stál spolu s Ing. J. Slávikom, DrSc., a dr. P. Greculom, CSc., aj Ing. Ján Bartalský, CSc., ktorý je dodnes hlavným redaktorom časopisu.

Z doterajšej geologickej činnosti jubilanta treba osobitne pozitívne hodnotiť jeho prácu a výsledky pri zostavovaní Geologickoložiskovej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria. Po stagnácii geologického bádania v Spišsko-gemerskom rudohorí v rokoch 1967—1968 bolo nevyhnutné nájsť smer a formu obnovy a aktivizácie geologického výskumu a prieskumu v tejto oblasti. Za aktívnej účasti ju-

bilanta a ďalších popredných pracovníkov bol navrhnutý spôsob na komplexné hodnotenie geologicko-ložiskovej problematiky Spišsko-gemerského rudohoria, ktorý vyústil do zostavenia prognózných máp a odporúčaní na ďalší postup výskumu a prieskumu. Ing. Ján Bartalský 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 prognózných 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.

Ing. Ján Bartalský aktívne pracuje v mnohých komisiách: je podpredsedom Štátnej skúšobnej komisie a členom vedeckej rady Baníckej fakulty Vysoké školy technickej v Košiciach, členom Slovenskej geologickej rady, členom kolégia riaditeľov Slovenského geologického úradu, členom Komisie pre geológiu a geografiu pri Vedeckom kolégiu Slovenskej akadémie vied, členom vedeckej rady Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a členom delegácie ČSSR v Stálej komisii Rady vzájomnej hospodárskej pomoci pre geológiu.

Ložisková geológia, metodika prieskumu a zostavovanie prognóz nerastných surovín boli aj náplňou práce, ktorej obhajobou v roku 1977 získal jubilant hodnosť kandidáta vied.

Ing. Ján Bartalský, CSc., sa dožíva päťdesiatich rokov v zdraví, v rozkvetení tvorivých síl a v pracovnom nadšení. Slovenská geologická verejnosť s úctou pred vykonanou prácou pozdravuje jubilanta, žela mu pevné zdravie a ďalšie úspechy na odbornom poli, ako aj pri vedení významnej geologickej organizácie na Slovensku.

Ján Kuráň — Pavol Grecula

Zoznam publikovaných prác

- Bartalský, J. 1967: Železné rudy a s nimi spojené komplexné rudy. In: J. Slávik et al.: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, SNTL, s. 29—118.
- Bartalský, J. 1967: Ortuťové rudy. In: J. Slávik et al.: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, SNTL, s. 183—191.
- Bartalský, J. 1967: Baryt. In: J. Slávik et al.: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, SNTL, s. 242—249.
- Bartalský, J. 1967: Expandovateľné bridlice. In: J. Slávik et al.: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, SNTL, s. 369—370.
- Bartalský, J. 1956: Predpoklady o význame koncentrácie geologickoprieskumných prác. Rudy, s. 271—274.
- Bartalský, J. 1966: Vyšetrovanie variantov predbežného a podrobného prieskumu nerastných surovín z hľadiska ekonomickej efektívnosti. Geol. průzk., s. 111—113.
- Bartalský, J. — Drnzíková, L. — Grecula, P. 1961: Žilné ložiská Cu-rúd vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 61 (Bratislava), s. 215—221.
- Bartalský, J. 1971: Ložiská barytu na Slovensku. Mineralia slov., 3, č. 12—13, s. 281—293.
- Bartalský, J. 1972: 20 rokov Geologického prieskumu na Slovensku. Geol. průzk.
- Bartalský, J. — Grecula, P. — Rozložník, L. — Snopko, L. — Varček, C. 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 7, č. 3, s. 15—33.
- Bartalský, J. — Kuráň, J. 1974: Zomrel Ing. Slávik, DrSc. Mineralia slov., 6, č. 4.
- Bartalský, J. 1976: Metodika a organizácia práce na zostavení Geologicko-ložiskovej štúdie SGR, význam, úlohy a poslanie štúdie. In: Zbor. ref. z Vedeckého seminára v Košiciach. Bratislava, SGÚ, s. 3—12.
- Bartalský, J. — Grecula, P. 1976: Prognózy rudných surovín Spišsko-gemerského rudohoria. In: Zbor. ref. z Vedeckého seminára v Košiciach. Bratislava, SGÚ, s. 94—109.

- Bartalský, J. — Grecula, P. 1976: Hlavné smery geologického výskumu a prieskumu v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: Zbor. ref. z Vedeckého seminára v Košiciach. Bratislava, SGÚ, s. 110—136.
- Bartalský, J. — Grecula, P. 1977: Prognózy Spišsko-gemerského rudohoria na základe Geologickoložiskovej štúdie. In: Zbor. zo seminára z príležitosti 25. výročia založenia Katedry ložiskovej geológie PFUK (v tlači).

Zoznam rukopisných správ

1. Správa o geologicko-montanistickom výskume Železorudných baní v Rudňanoch v roku 1951.
2. Rudňany — rudné zásoby k 1. 1. 1952.
3. Geologická rudná báza Markušoviec k 28. 6. 1952.
4. Záverečná správa a výpočet zásob — rudné zásoby závodu Rudňany ku dňu 30. 6. 1952.
5. Záverečná správa o výpočet zásob — rudné zásoby závodu Mlynky ku dňu 30. 6. 1953.
6. Záverečná správa a výpočet zásob — rudné zásoby závodu Markušovce ku dňu 28. 2. 1953.
7. Výskumné úlohy a správy z lokality Nálepko vo z rokov 1952, 1953 a 1954.
8. Výpočet zásob závodu Rudňany — ŽB 1956. Spoluautori: J. Kotras, Š. Ogurčák.
9. Záverečná správa a výpočet zásob Sabinov — tehl. suroviny k 1. 10. 1959.
10. Záverečná správa a výpočet zásob Spiš. Vlasy — tehl. suroviny k 1. 10. 1959.
11. Záverečná správa a výpočet zásob Močarmany — tehl. surovina k 1. 7. 1959.
12. Záverečná správa a výpočet zásob Smižany — Sp. Nová Ves — tehl. suroviny k 1. 10. 1959.
13. Záverečná správa Prešov — Delňa — štrkopiesky k 1. 7. 1959.
14. Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Mlynky—Biele Vody — sadrovec — anhydrit — váp. k 1. 1. 1960 (235).
15. Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Kanaš — expand. bridlice k 1. 5. 1960.
16. Ročné správy z geologického prieskumu ložiska Gelnica Cu za roky 1959, 1960.
17. Príspevok Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves k riešeniu problémov surovínovej základne na Slovensku za posledných 10 rokov (III. celoslovenská geologická konferencia 10.—12. 11. 1971 — Malacky + III. celoslovenská geologická konferencia SGÚ 1974).
18. Geologickoložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. 1973.

MINERALIA SLOVACA, roč. 9, č. 6 (42)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-6
 Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice
 Rukopis zadaný v októbri 1977, vytlačené v decembri 1977
 Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11
 Cena jedného čísla 15 Kčs
 Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava

The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

