

131070 ZÁPADNÉ KARPATY • MINERALÓGIA, PETROGRAFIA, GEOCHÉMIA, LOŽISKÁ 2

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
ložiská 2

1 B 107 b

č. 873/76

Tematická skupina 03/9
Cena brož. výtlačku Kčs 30,—

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1976

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020269

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

*mineralógia
petrografia
geochémia
ložiská 2*

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, Akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., Akademik Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda redakčnej rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

VEDECKÁ REDAKTORKA

RNDr. Magda Marková, CSc.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

*mineralógia
petrografia
geochemia
ložiská 2*



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1976

Geologický ústav D. Štúra
KMEŇNICA, Bratislava

Signatúra : 1 B 1045

Inv. čís. : 843/46

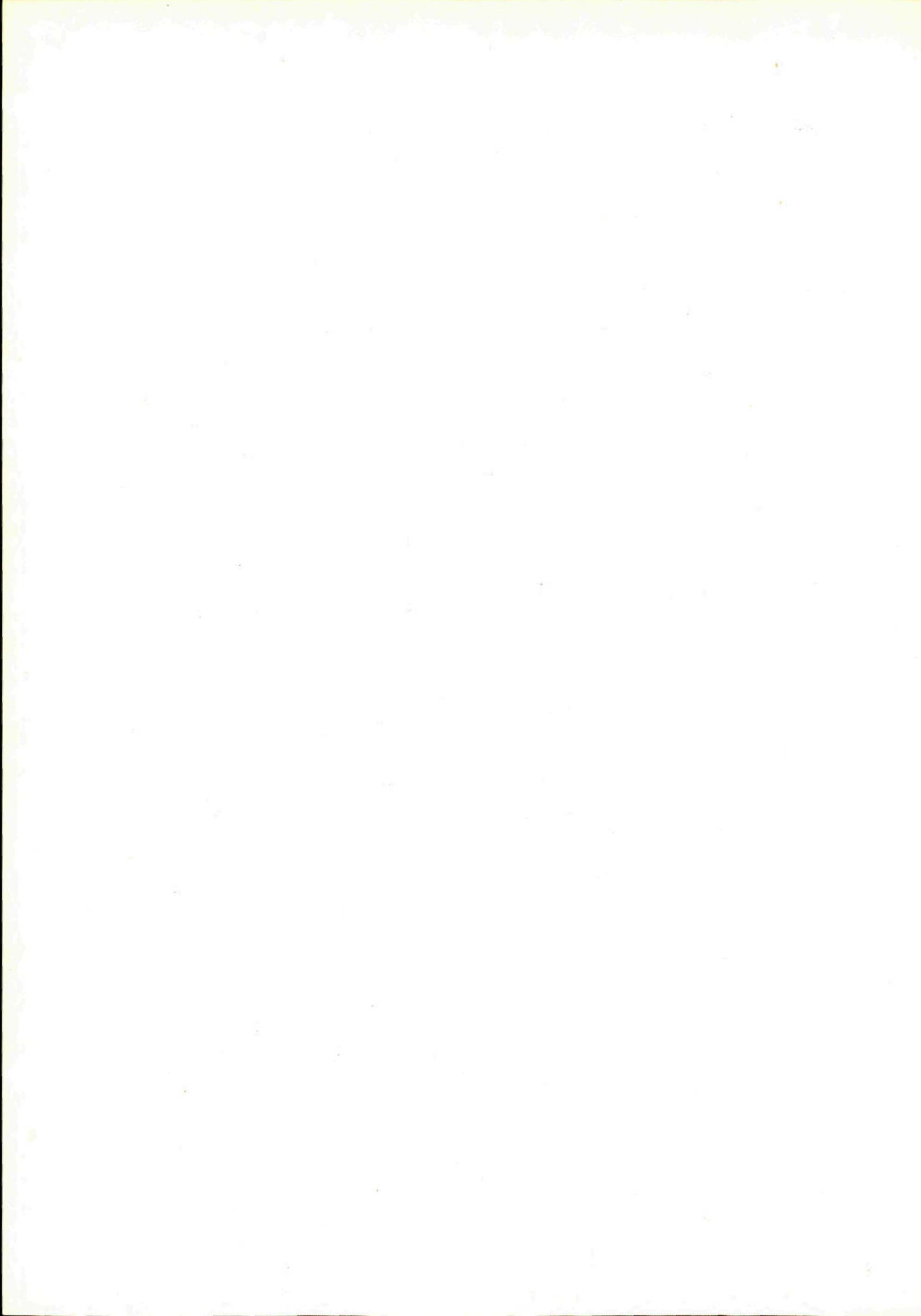
Sk : 30,-

Získané : PV

Prílohy : -

Obsah — Contents — Inhalt — Содержание

ŠTOHL, J.: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom — Space and Age of the (Pb-Zn-Cu-Au-Ag) ore-forming processes in the Middle Slovakia Neovolcanites associated with the Central Carpathian lineament	7
BEŇKA, J.: Mineralogicko-paragenetické pomery rudných žíl ložiska Mlynky — Mineralogical-paragenetical conditions in ore veins at the Mlynky deposit . . .	41
BAJANÍK, Š.: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spiško-gemerské rudohorie Mts. — Petrogenéza devónskych vulkanických hornín Spiško-gemerského rudohoria	75
TURAN, J. — VANČOVÁ, L.: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát — Magnesite occurrences in evaporites of the West Carpathians	95
VOZÁR, J.: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tríbeč — Perm-Vulkanite der Choč-Einheit im Tríbeč-Gebirge — Пермские изверженные породы хочской единицы в горах Трибеч	151
IVANOV, M.: Príspevok ku geochemii hornín zliechovskej a chočskej série Strážovskej hornatiny — On the geochemistry of the Zliechov (Křížna) and the Choč series in the Strážovská hornatina Mountains	189



Jaroslav Štohl

Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom

3 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The author describes chronology, spatial relations and material composition of an ore mineralization genetically related with the Central-Slovakian neovolcanism. Most attention is paid to the distribution of volcanism and metallogeny along the north-southern Central-Carpathian lineament.

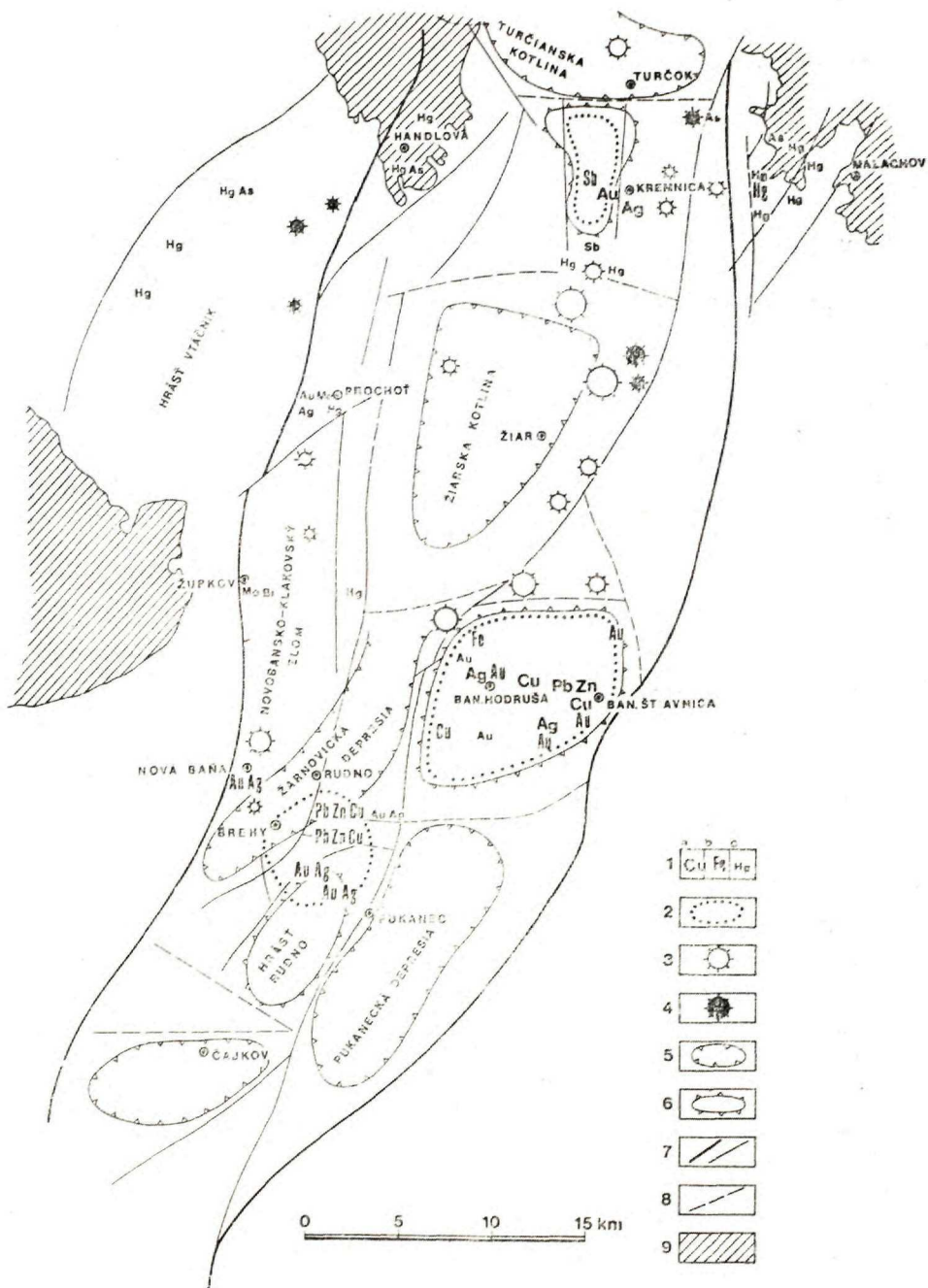
All so far known Pb-Zn-Cu-Au-Ag-Sb-Hg-As ore districts of the Central-Slovakian neovolcanites are restricted to this regional fault.

Úvod

Za posledné desaťročie geologického výskumu a prieskumu v stredoslovenských neovulkanitoch bolo získaných mnoho nových geologických informácií a poznatkov, ktoré priamo alebo nepriamo objasňujú geologický, vulkanotektonický a metalogénny vývoj tejto oblasti.

Autor sa v tomto príspevku snaží zhrnúť a komentovať dokázané fakty, názory a hypotézy na čas, priestor a zdroj zrudnenia v nadväznosti na vulkanomagmatický a tektonický vývoj. Zameriava sa najmä na tektonickú zónu centrálnokarpatského lineamentu, ktorým sa budeme ďalej podrobnejšie zaoberať. Stupeň poznania metalogénnych pochodov, času, v ktorom sa uskutočnili a ich zdrojov, je priamo závislý od úrovne súborných poznatkov o tektonike, štruktúre, petrochémií, vulkanomagmatizme a elementárnych poznatkov o jednotlivých ložiskových rajónoch v každej etape geologického výskumu. Pokúsime sa tento stupeň poznania analyzovať.

Vulkanotektonický a metalogénny vývoj pozdĺž centrálnokarpatského lineamentu, ktorý približne stredom preniká cez oblasť stredoslovenských neovulkanitov, bol veľmi bohatý na látkové a vulkanické formy, a časovo prekrýval obdobie neogénnej vulkanickej aktivity. Cieľom tohto príspevku nie je vyčerpávajúco posúdiť, akú úlohu zohrala táto regionálna zlomová zóna pri vulka-



nizme a metalogenéze. Komplexné riešenie týchto otázok si zrejme vyžiada ešte nejaký čas. Chceme sa zmieniť iba o niektorých problémoch, týkajúcich sa hlavne neoidnej metalogenetickej histórie tohto zlomového pásma.

Okrem malých výnimiek (Víglašská Huta — Kalinka výskyt rýdzej síry a sekundárnych kvarcitov) sú prakticky všetky ekonomicky významnejšie rudné koncentrácie v stredoslovenských neovulkanitoch viazané na túto tektonickú líniu. Zlomová zóna je približne 25 km široká. Jej os prebieha medzi Kremnicou, centrom Žiarskej kotliny, Rudnom, Brehmi a Čajkovom (obr. 1). Plocha zlomovej zóny zaberá maximálne 20 % z celkovej plochy stredoslovenských neovulkanitov. Zahŕňa orografické jednotky Štiavnického a Kremnického pohoria, vrátane všetkých doteraz známych rudných koncentrácií rôznych typov a minerálneho zloženia stredoslovenských neovulkanitov. Ide o prognóznú zónu prvého radu, ktorej minerálny potenciál zrejme ešte nie je vyčerpaný, ba ani v dostatočnej miere preskúmaný, o čom svedčia posledné nálezy pyritovo-mednatého skarnového ložiska v Zlatne (L. Rozložník 1971) a podobný výskyt v doline Obecného potoka pri Rudne (A. Brlay 1973). Niet pochyb, že ide o hlboko založený lineament, ktorý komunikoval s magmatickými rezervuármi hlbokých etáží kôry i vrchných etáží plášťa. Je veľmi pravdepodobné, že pozdĺž lineamentu jestvovala vertikálna i horizontálna migrácia zdrojov vulkanických aparátov a s ňou spojená metalogenéza.

Centrálnokarpatský meridiálny lineament a jeho význam pre distribúciu neoidného vulkanizmu je dávno známy. D. Andrusov (1926) mu pripisuje sigmoidálny ohyb bradlového pásma. D. Kubíny (1962) tvrdí, že vplýval i na distribúciu neovulkanických produktov. Považuje ho za hlboko založený,

Obr. 1 Schéma rozšírenia centrálno-karpatského lineamentu s distribúciou ložísk a vulkanických centier. Tektonika upravená podľa V. Konečného — J. Šefaru — L. Zbořila (1973).

1 — Lokalizácia, veľkosť a typ ložiska: a) veľké, b) stredné, c) malé a indicie; 2 — schematické vyznačenie vulkanických centier (aparátov) andezitového vulkanizmu, vrátane dajkových polí dacitov, ryodacitov, ryolitov a hypoabysálnych intrúzií granodioritov-dioritov; 3 — prírodné centrá ryolitov „kremnického“ typu so schematickým označením ich relatívnej veľkosti; 4 — prírodné centrá bazaltoidných andezitov; 5 — depresie (graben) podložía neovulkanitov; 6 — elevácie (hraste) podložía neovulkanitov; 7 — tektonické línie prvého a druhého rádu; 8 — vyrovnávacie priečne poruchy; 9 — sedimentárne horniny mezozoika, paleogénu a neogénu.

Fig. 1 Schematic tectonic pattern of the Central Slovakian Lineament with the distribution of volcanic centers and ore districts. Adapted according to V. Konečný, J. Šefara, L. Zbořil (1973).

1 — Location and type of the ore deposit: a) large, b) medium, c) small and indications; 2 — schematically determined extension of andesite volcanic centers (apparatus) including dyke fields of dacites, rhyodacites, rhyolites and hypoabyssal intrusions of diorite-granodiorites; 3 — volcanic centers of the „Kremnica“ type rhyolites with their relative magnitude; 4 — volcanic centers of basaltoid andesites; 5 — graben in basement; 6 — horst in basement; 7 — tectonic lines of the 1st and 2nd orders; 8 — minor transcurrent faults; 9 — sedimentary Mesozoic, Paleogene and Neogene.

pravdepodobne prealpského veku. M. Kuthan (1963a) ho v svojej systematike zlomov v neovulkanitoch stredného Slovenska radí do skupiny meridionálnych zlomov. Okrem toho, že usmerňuje rozloženie vulkanických centier, priestorovo súvisí s metalogenézou stredoslovenských neovulkanitov. M. Böhrmer — J. Štohl (1968) zdôraznili jeho metalogenetickú funkciu a uvádzajú ho ako „meridionálnu rudnú zónu“. M. Maheľ (1969) zlom registruje ako zázrivsko-revúcky zlomový systém vyššieho radu. Ide o transversálny tektonický systém podobný hornádskeму zlomu (pokračovanie tokajskej línie), ako ho opísal J. Slávik, J. Cverčko, R. Rudinec (1968), a vihorlatskému zlomovému systému, ktorý uvádza J. Slávik — B. Leško (1967).

Na juhu je zlom pomenovaný ako budapeštiansky alebo dunajský. Vo vulkanickom pohorí Börzsöny N. Nagy — A. Zsille (1969) ho opisujú ako piliskrupinský štruktúrny systém.

Najnovšie údaje o tektonickom pláne stredoslovenských neovulkanitov a jeho podložia sa opierajú o regionálne geofyzikálne práce a sú obsiahnuté v prácach J. Slávik — V. Konečný (1972) a V. Konečný — J. Šefara — L. Zbořil (1973). Ich mapa „Interpretation of basement structures and their relation to volcanism“ je zatiaľ najpresnejšou tektonickou schémou podložia neovulkanitov.

Centrálnokarpatský meridionálny lineament je veľakrát rejuvenizovaná regionálna vulkanotektonická zóna. V dnešnej podobe je to kombinácia hrástí, grabenov až kotlín. Vulkanická aktivita centrálného i lineárneho typu je časovo a priestorovo spätá so zlomom. Od severu na juh môžeme v nej vidieť tieto výraznejšie morfoloģické útvary: Turčianska kotlina, kremnická hrásť, Žiarska kotlina s južným pokračovaním žarnovickej depresie, štiavnická hrásť, ilijsko-banskostudenský graben, rudnianska hrásť, pukanský graben a čajkovská depresia. Novobansko-kľakovská zlomová zóna je vlastne len východným čiastkovým segmentom centrálnokarpatského lineamentu.

Etapovitost vo vulkanizme a v mineralizácii

Vulkanická aktivita prebiehala v etapách. Základ pre analýzu etapovitosti, t. j. striedania relatívneho kľudu s obdobiami prudkej vulkanickej činnosti podmienenej tektonickým režimom a stupňom diferenciacie andezitovej magmy, vypracoval M. Kuthan (1963b). Podľa M. Kuthana vulkanické fázy (etapy) zasiahli celý stredoslovenský vulkanický aparát. V nadväznosti na takto chápané vulkanické fázy, práce K. Eliáša — J. Kantora — J. Štohla (1967), M. Böhmra — J. Štohla (l. c.) a J. Štohla (1969) sa pokúsili rozčleniť do etáp mineralizačné procesy v závislosti od času a priestoru vývoja stredoslovenských neovulkanitov. Zrudňovací proces bol predtým považovaný

za výlučne postvulkanický, t. j. odohral sa ako celok v období po úplnom ukončení vulkanickej činnosti (s výnimkou finálnej erupcie bazaltov).

V. Konečný — D. Vass — M. Marková — R. Lehotayová (1968), V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass (1969), V. Konečný (1969, 1971) priniesli nové poznatky o etapovitosti vývoja vulkanizmu. Na základe litofaciálnej, biostratigrafickej, vulkanotektonickej analýzy a absolútneho datovania usúdili, že nejde o synchronnú etapovitosť vulkanizmu zasahujúcu celé územie stredoslovenských neovulkanitov. Aktívne vulkanické centrá, subsidenčné a okrajové sedimentárne bazény zväčša migrujú od JV na SZ. Predpokládame, že by podľa toho mali prebiehať i procesy mineralizácie.

Intravulkanické postavenie mineralizačných procesov bolo doteraz zistené v štiavnickom rudnom obvode, ktorý z geologicko-štruktúrneho, vulkanologického a paragenetického hľadiska najúplnejšie reprezentuje komplexný vulkanotektonický a zrudňovací proces v stredoslovenských neovulkanitoch. Sú tu zastúpené všetky etapy a typy mineralizácií (s výnimkou epitermálnych Hg-As), všetky geologicko-štruktúrne etáže od paleozoika až po kvartér, ktoré sa podieľajú na stavbe viacetapovitej kalderovej štruktúry s pestrou, diferencovanou paletou komagmatických efuzívno-extruzívnych a intruzívnych komplexov. Stretávame sa s názormi, že ide o kľúčový rudný obvod, ktorý by pre svoju komplexnosť mohol slúžiť ako etalón aj pre ostatné rudné oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

Prakticky vo všetkých rudných obvodoch Západných i Východných Karpát geneticky spojených s neoidnými vulkanitmi sú mineralizačné procesy charakterizované ako viacetapovité. Uvedieme len niektoré príklady. V Rumunsku sa samostatné mineralizačné procesy spojené s určitými vulkanickými etapami uskutočnili vo všetkých vulkanických pohoriach.

D. Giusca — M. Borcos — B. Lang — N. Stan (1973) opisujú v Gutajskom pohorí tri samostatné metalogenetické asociácie: asociácia Pb-Zn-Cu spojená s pontskou vulkanickou aktivitou pyroxenických, pyroxenicko-amfibolických až kremitých andezitov, asociácia Au-Ag spojená s kremitými andezitmi a dacitmi pontu a sarmatská asociácia Pb-Zn-Cu-Au-Ag viazaná na pyroxenické andezity.

V pohorí Calimani-Gurghiu-Harghita D. P. Radulescu — S. Peltz — C. Stanciu (1973) stanovili dve mineralizačné štádiá: prvé, polymetalické so zlatom, spojené s prvou vulkanickou fázou zloženou z dioritov, mikrodioritov a amfibolických andezitov, druhá, Cu-Au je zviazaná s pyroxenicko-amfibolickým a amfibolickým andezitom.

G. Cioflica — H. Savu — M. Borcos — A. Stefan — G. Istrate (1973) v Apusen-
skom pohorí opisujú tri vulkanické cykly: prvý, bazálny, prevažne ryolitovo-dacitový, nemá žiadnu naloženú mineralizáciu, druhý, vulkanický cyklus (amfibolické, biotiticko-pyroxenické a andezity s kremeňom) je spojený s dominujúcou mineralizáciou Pb-Zn-Cu-Au-Ag-Hg a tretí cyklus pyroxenicko-amfibolických andezitov niekedy s kremeňom vystupuje spolu s teluridno-chalkopyritovou mineralizáciou.

V Zakarpatskej Ukrajine V. V. Naumenko (1974) na základe pomeru izotopov S^{32}/S^{34}

a izotopického zloženia obyčajného olova uvádza dve zrudňovacie etapy: staršiu, zlato-polymetalickú, spojenú s palingénnymi dacitmi a liparitmi, a mladšiu, Hg-As-Sb polymetalickú, ktorá sa geneticky viaže na juvenilnú andezitovo-bazaltovú magmu.

J. Slávik — J. Tözser (1973) predpokladajú, že v Prešovskom pohorí sa polymetalická mineralizácia uskutočnila v inom období a priestore ako mladšia etapa Hg-As-Sb. Polymetalická mineralizácia z oblasti Zlatej Bane súvisí so spodným vulkanickým stupňom, kým mladšia Hg-As-Sb s postvulkanickými procesmi vrchného vulkanického stupňa.

Celý rad podobných prípadov jestvuje v Sovietskom zväze, v Južnej Amerike, Mexiku atď.

Posledné metalogénne výskumy vo svete potvrdzujú, že vývoj vulkanogénnych rudných rajónov je viacetapovitý, tak ako je etapovitý vývoj vulkanizmu. Tento fakt je skôr pravidlom ako výnimkou. Charakteristika metalogenetickej etapy by mala obsahovať tieto údaje:

1. Makrochemickú, mikrochemickú a petrografickú charakteristiku vulkanického komplexu.

2. Samostatný súbor vulkanotektonických prvkov (rôzne smery, trendy).

3. Typ vulkanizmu (explozívny, efúzívno-extrúzívny, intrúzívny, subvulkanický, vulkanoplutonický atď.).

4. Postvulkanická etapa kludu spojená s intenzívnou solfatarovou a fumarolovou aktivitou. Táto subetapa je ideálna pre tvorbu rúd rôznych typov, periód a generácii. Deštrukcia vulkanických aparátov, ich redepozícia v priľahlých alebo intravulkanických vodných panvách je taktiež typickým javom tejto etapy.

5. Rudné formácie, ak to nie sú epitermálne asociácie, by mali prejavovať časovú a priestorovú afinitu k produktom tej etapy, s ktorou sú vo vzájomnom paragenetickom zväzku. Do času by mala byť zahrnutá i možná migrácia vulkanitov v rámci niektorej fázy.

6. Rudné formácie by mali byť definované paragenetickými minerálnymi súbormi, svojím makrozložením a mikrozložením, prípadne izotopickým zložením síry, olova atď., teplotným režimom, charakterom hydroterm (juvenilné, meteorické).

7. Typické okolorudné premeny a ich zonárne usporiadanie.

Takto definovaná metalogenetická etapa by nemala byť zamieňaná s hydrotermálnymi pulzami, periódami, ktoré tvoria súčasť metalogenetickej etapy, kde styčné body sú dané napr. náhlými teplotnými a paragenetickými zmenami, intramineralizačnou tektonikou atď.

Mineralizačné etapy v štiavnickom rudnom obvode

O veku bankoštiavnického zrudnenia a jeho vzťahu k vulkanizmu existuje v literatúre veľa údajov a názorov, ktoré sa zväčša opakujú v rôznych obmenách.

Prehľad názorov

Budeme sa zaoberať len názormi z obdobia intenzívneho geologického výskumu a prieskumu štiavnickej oblasti po roku 1955. Ako ďalej uvidíme, názory sú rôzne hlavne na vzťah veku ryolitov a polymetalického zrudnenia.

L. Rozložník (1966, 1968, 1969) predpokladá, že založenie rudolokalizujúcich štruktúr a samotné zrudnenie predchádzalo vniknutie ryolitových dajok (III. ryolitová fáza podľa M. Kuthana). Ako dôkaz uvádza existenciu dvoch časove a priestorovo odlišných tektonických plánov, a to: „dacitového“ a „rudného“. Dedukuje, že Au-Ag a polymetalická mineralizácia majú jednotný štruktúrno-tektonický plán, teda sú synchronné.

J. Forgáč — J. Kováčik (1967) uvádzajú, že ryolitovú žilu „Klotilda“, známu z podzemia Banskej Štiavnice, pretína žila Ján medzi 5. hĺbkovým obzorom a 12. obzorom, z čoho usúdili, že polymetalická mineralizácia má postryolitový vek. Keďže ide len o extrapoláciu údajov, vyplývajúcu z toho, že v 12. obzore v prekope je žila Ján v podloží ryolitovej dajky, kým v 5. hĺbkovom obzore je v jej nadloží, nemožno tento údaj zaradiť do kategórie faktov. Rovnako môže byť pravdou pravý opak.

Vážnejší príspevok riešiaci vzájomné postavenie ryolitov a zrudnenia je práca J. Michalénka — J. Pastora — M. Koděru (1968). Podľa nálezu polymetalickej mineralizácie v žilníku na rozhraní medzi pyroxenickým andezitom a ryolitovou dajkou „Klotilda“ usudzujú, že ide o postryolitové zrudnenie. Svoje tvrdenie ďalej dokladajú mineralogickým a geochemickým rozborom tejto žilnej výplne, ktorá podľa nich zodpovedá zloženiu IV. príonsovej periódy, tak ako je známa v hlavných štiavnickejých žilách. V. Konečný (1969) spája posledné vývojové štádium — výzdvih jadra kaldery — s intrúziou ryolitov. Podľa toho vek mineralizácie spája so záverečnými prejavmi subsekventného vulkanizmu, t. j. s ryolitmi. Považuje však za reálnejšie spojiť pôvod zrudnenia s hypoabysálnymi úrovňami, t. j. s vrchnými úrovňami magmatického rezervoáru a s jeho záverečným diferenciačným radom.

V rozpore s predchádzajúcimi uzávermi sú názory z prác K. Eliáša — J. Kantora — J. Štohla (l. c.) a M. Böhmera — J. Štohla (l. c.). Ryolitovú dajku „Klotilda“ považujú za intramineralizačnú, pričom mineralizácia štiavnickejého rudného obvodu sa takto rozdelila na dve samostatné mineralizačné etapy: Pb-Zn-Cu-Ag (staršia) a Au-Ag (mladšia). Prvá práca obsahuje súbor argumentov (priame geologické dôkazy vyplývajúce z prieseku mineralizácie ryolitovej dajky, údaje o priestorovej spätosti mineralizácie s určitým vulkanizmom, izotopický rozbor obyčajného olova z galenitov, geochemicko-metalogenetickú špecializáciu kompetentných vulkanitov, termometrickú analýzu ryolitového kontaktu a žily Špitáler).

Treba povedať, že najvážnejším a kľúčovým rozporom je prípad ryolitovej dajky „Klotilda“ a jej vzťah k polymetalickému žilnému zrudneniu v štiavnickejkom rudnom poli. Keďže medzičasom sa objavili niektoré nové geologické fakty, vraciam sa k tejto otázke stručne ešte raz.

V hĺbke 300 metrov pod úrovnou 5. hĺbkového obzoru ťachty Emil, vo vrte E-Mi-2, ktorý vyhlbil Geologický prieskum, n. p., asi 3 m hrubá ryolitová dajka preniká ako najmladší vulkanický člen celý komplex hornín, granodiority, spodnotriasové klastické horniny, kremenno-dioritové porfýry a pyroxenické andezity. Triasové kremence s výrazným prežilково-impregnačným polymetalickým zrudnením s prevahou sfaleritu o mocnosti 11 metrov (žila Špitáler) sú v priamom geologickom kontakte s ryolitovou dajkou. Z geochemickej bilancie (profilovanie s krokom 0,2 m) jednoznačne vyplynulo, že ryolity sú postrudné. Kvantitatívna i kvalitatívna spektrálna analýza zistila výrazný deficit hlavne Pb, Zn, Cu a Ag v ryolitoch. Hodnoty nepresahujú klarkové obsahy. Najvýraznejší deficit sa prejavil pri kvantitatívnej spektrálnej analýze na Zn. Kým v žile Špitáler v týchto miestach bol bežný obsah až 1 %, v ryolitoch boli všetky analýzy v najnižšej kategórii, t. j. v rozmedzí medzi 0,001—0,0001 %.

V tej istej ryolitovej dajke, cca 450 metrov vyššie, na kontakte medzi ryolitom a pyroxenickým andezitom sa nachádza 0,1 m polymetalická žilka, ktorá je bezpochyby postryolitová (J. Michalenko — J. Pastor — M. Koděra, l. c.).

Pri geochemickom profilovaní tohto výskytu sme zistili, že 0,1 m žilka dokázala impregnovať celú ryolitovú dajku, takže obsahy Pb-Zn sa pohybujú medzi 100—1000 p. p. m. Ako potom logicky vysvetliť, že 11 m mocný žilník Špitáler (najdôležitejšia žila v ťtiavnickom rudnom obvode) neobohatila ryolitovú dajku rudným obsahom, kým 0,1 m žilka to urobila dokonale. Ako vysvetliť pôvod mineralizácie na kontakte ryolitov a andezitov? Je to možné dvoma spôsobmi: 1. sekundárnou mobilizáciou rudných komponentov z väčších hĺbok a ich uloženie vo vyšších polohách práve ryolitovou magmou. Nasvedčuje tomu aj izotopické zloženie obyčajného olova, ktoré je v rámci presnosti masspektrometrických analýz totožné na oboch skúmaných miestach. (Izotopické zloženie olova je stabilné, neovplyvniteľné sekundárnou mobilizáciou). 2. Nemožno vylúčiť ani možnosť menšej postryolitovej polymetalickej mineralizácie spätjej parageneticky s Au-Ag mineralizáciou, podobne ako to bolo napr. v Kremnici alebo v Zakarpatskej Ukrajine.

Okrem geochemického profilovania vo vrte E-Mi-2 bol termometrickou metódou dokázaný postrudný vek ryolitov (K. Eliáš — J. Kantor — J. Štohl 1968). V sfaleritoch žily Špitáler sú uzavreniny tmavej farby, nepravidelného tvaru, ktoré pripomínajú už uzavreniny po dekrepitácii. Tepelný účinok sa odvodzuje od ryolitovej dajky. Okrem toho sa ďalej od tepelného kontaktu s ryolitmi (6 až 9 metrov) v menšej miere našli aj neporušené uzavreniny. Termovákuogramy pri vzdialenosti 5—6, 5—9 metrov od kontaktu s ryolitmi vykazujú určitý tepelný spád, ktorý by mohol dokumentovať kontaktný účinok ryolitovej dajky na žilnú výplň.

Priamo na kontakte medzi ryolitmi a žilou Špitáler sú žilky kremeňa a pyritu, ktoré na rozdiel od uzavrenín v sfaleritoch nie sú termálne prepracované. Geneticky zrejme súvisia s postryolitovými hydrotermami a pravdepodobne sú súčasťou alebo dokladom remobilizovaných roztokov spomínaných v súvislosti s malou postryolitovou Pb-Zn-Cu-SiO₂ mineralizáciou.

Dva typy ryolitov v banských priestoroch Banskej Štiavnice

Nový poznatok o existencii dvoch časove odlišných typov ryolitov taktiež nepriamo podporuje názor o existencii dvoch časove odlišných etáp mineralizácie v Banskej Štiavnici. J. Lexa (1969) rozlíšil v oblasti Žiaru nad Hronom dva typy ryolitov, a to typ „hlinický“ a typ „kremnický“. Typ „hlinický“ (16,2 mil. rokov) považuje za záverečný kyslý diferenciát andezitovej magmy, ktorý sa v rozmedzí 17,5–16,0 mil. rokov podieľal na budovaní banskoštiavnického vulkanického aparátu. „Kremnický“ typ je považovaný za derivát samostatnej acidnej magmy (V. Konečný – D. Vass – G. P. Bagdasarjan l. c. – 11,2 mil. rokov pre ryolit od Starej Kremničky; B. V. Merlič – S. M. Spitkovskaja 1974 – 10,8 ± 2 mil. rokov pre ryolit od Kozelníka a A. K. Bojko – S. S. Kruglov – J. O. Kolčickij – O. I. Matkovskij – B. V. Merlič – S. M. Spitkovskaja – M. U. Fiškin – O. V. Coň – H. Ch. Čedžemov 1970 – 12,4 ± 2,2 mil. rokov pre liparit od Banskej Štiavnice). Výrazné rozdiely v chemizme oboch typov a časový rozdiel približne 4 mil. rokov dovoľuje jednoznačne hovoriť o dvoch odlišných typoch. V diagrame SiO₂ – K₂O + Na₂O boli zjavne rozlíšené „hlinické“ ryolity ako plynulé pokračovanie diferenciačného trendu andezitov a skupina „kremnických“ ryolitov bohatších na SiO₂ a chudobnejších na alkálie, ktorá je nápadne oddelená od diferenciačného radu andezitovo-ryolitového typu „Hliník“.

Rozlíšenie dvoch typov ryolitov vnieslo nový prvok i do metalogenézy. Ryolity z oblasti Banskej Štiavnice, ako to na základe ich chemizmu zistil J. Lexa (l. c.), patria do skupiny „kremnických“. Absolútne datovanie týchto ryolitov urobené neskoršie potvrdilo tieto závery (10,8 ± 2, 12,4 ± 2,2 mil. rokov), M. Böhmer – J. Štohl (l. c.) práve s nimi geneticky spájajú svoju Au-Ag (Sb-As-Hg) formáciu. Názor, že táto rudná formácia je samostatná, výrazne podporili údaje o ich odlišnom chemizme, absolútne datovanie a samostatný pôvod magmy.

Ako „kremnické“ typy boli stanovené ryolity z oblasti Ilje, Banského Studenca a Banskej Belej. Analýzy z ryolitej dajky „Klotilda“, známe z podzemia v Banskej Štiavnici, uvedené v práci J. Forgáč – J. Kováčik (l. c.), i napriek zvýšenému obsahu K₂O a zníženému obsahu Na₂O zapadajú do poľa chemizmu „kremnického“ typu ryolitov. K-metasomatóza značne ovplyvnila chemizmus, no zdá sa, že sumárna hodnota K₂O + Na₂O je temer

zhodná. Podľa rozboru uvedených autorov Niggliho variačný diagram dokumentuje magmatickú príslušnosť ryolitovej dajky „Klotilda“ k ostatným výskytom ryolitov z oblasti Banskej Štiavnice.

Ak z týchto úvah vyplynulo, že vek „kremnických“ ryolitov je iný ako vek andezitového vulkanizmu v Banskej Štiavnici a ak akceptujeme, že tieto ryolity majú intramineralizačné postavenie voči staršiemu polymetalickému zrudneniu (evidovaný priesek vo vrte E-Mi-2), potom môžeme mladšiu Au-Ag-Sb-As-Hg mineralizačnú etapu jednoznačne definovať ako geneticky spätú s postvulkanickým obdobím (mladšie ako $10,8 \pm 2,0$ mil. rokov) „kremnického“ typu ryolitov, ktoré sú metalogeneticky špecializované a sledujú meridionálny a submeridionálny tektonický smer. (Pre As-Hg mineralizáciu uvádzame neskoršie aj inú časovú a genetickú alternatívu). Táto mineralizačná etapa je regionálne zastúpená na území stredoslovenských neovulkanitov, prakticky prekrýva celú zónu centrálnokarpatského lineamentu (Nová Baňa, Brehy, Pukanec, Banská Belá, Kopanice, žila Grüner a Kremnica). Súčasný stav výskumu ešte nie je schopný presne povedať, do akej miery ide o synchronnú mineralizáciu, alebo mineralizáciu ovplyvnenú určitou migráciou centier erupcií ryolitovej magmy. Zdá sa, že hlboko založené lineárne intrúzie „kremnických“ mladých ryolitov sú už v podstatne menšej miere kontrolované centrálnymi vulkanickými aparátmi vydiferencovaného staršieho andezitového vulkanizmu, napr. banskoštiavnickou kalderou. Ak by sme považovali celý komplex zrudnenia za mladší ako ryolit „kremnického“ typu (t. j. $10,8 \pm 2$ mil. rokov), potom by bol podľa predchádzajúcej úvahy celý banskoštiavnický rudný obvod, ktorý je zjavne kontrolovaný kalderou (J. Burian — V. Konečný — J. Štohl 1974), v podstate len náhodne lokalizovaným prostredím a metalogenetická funkcia kaldery by sa neuplatnila.

Andezitový vulkanizmus štiavnického vulkanického aparátu, ktorý súvisí so spodnými etážami kôry, prešiel v období 17,5—16 mil. rokov zložitým diferenciačným vývojom. Ak za jeho súčasť budeme považovať aj hypoabysálne intrúzie granodioritov a dioritov, môžeme hovoriť o vulkanoplutonnickej formácii (V. Konečný 1971). Vulkanický sled bez včlenenia hlbinných derivátov zahrňuje pyroxenické andezity, amfibolicko-biotitické andezity, dacity, ryodacity, ryolity. J. Lexa (l. c.) sem priraduje ešte aj ryolity „hlinického“ typu (16,2 mil. rokov).

V centrálnej časti banskoštiavnického rudného poľa sa spolu s dajkami dacitov vyskytujú ryodacitové až ryolitové dajky, ktoré sú ostro ohraničené, zriedkavejšie s nimi vytvárajú pozvoľný kontakt. Mocnosť dosahuje 1 až 5 metrov.

Ide o porfýrické horniny s aplitickým vývojom základnej hmoty. Mikrolitická základná hmota obsahuje živce a allotriomorfný kremeň. Porfýrické výrastlice sú zložené z aduláru, albitu, ktoré sú často sericitizované a karbo-

natizované. Primárne výrastlice kremeňa sa vyskytujú v nepatrnom množstve Biotitické reliktu zatláča chlorit. Makroskopicky na hornine pozorujeme fluidálne usporiadanie, ktoré je symetrické s uložením dajok.

Podľa silikátových analýz ide o ryodacity až ryolity. V diagrame $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, ak nie sú v blízkosti žíl sekundárne obohatené draslíkom, sledujú diferenciálny trend andezitovej magmy a viac-menej sa prekrývajú s ryolitmi „hlinického“ typu. Navyše sú obohatené o prchavé zložky, ktoré podstatne zvýšili obsah chalkofilných komponentov. Napr. u Cu z dacitov K. Eliáš — J. Kantor — J. Štohl (l. c.) udávajú hodnotu 7 klarkov a z ryodacitov až 24 klarkov. Niekedy sú už makroskopicky viditeľné jemné zhluky polymetálov.

Ryodacity až ryolity „hlinického“ typu v podzemí Banskej Štiavnice

tab. 1

lokality	SiO_2 %	$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$
Voznická dedičná štôlna dacit „južného“ typu	67,74	8,26 ⁺
Alžbeta prekop 12. obzor	68,27	8,62 ⁺
Juraj pole pri p. b. 112	64,48	7,54 ⁺
Juraj pole pri p. b. 113	73,95	7,28
Juraj pole pri p. b. 113	73,45	6,38
Michal prekop 12. obzor pri p. b. 17	71,74	9,48 ⁺

+ Postihnuté draselnou metasomatózou

Dodnes nie je jasné, do akej miery sú tieto acidné okraje ryodacitového a ryolitového zloženia dacitových dajok lokálnou záležitosťou, t. j. či vznikli vplyvom rýchleho ochladnutia dacitovej magmy na kontaktoch s prostredím a rozdielnej rýchlosti pohybu prúdenia magmy v strede a na okrajoch dajky, alebo ide o diferenciáciu, ktorá nastala vo väčších hĺbkach v magmatickom rezervoári. V každom prípade ide o posledný diferenciálny derivát andezitovej magmy, obohatený o prchavé komponenty, ktorý bezprostredne predchádzal tvorbu hlavnej polymetalickej mineralizačnej etapy v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Predpokladáme, že acidné okraje sú určitou obdobou (prototypom) ryolitov „hlinického“ typu v podzemí Banskej Štiavnice.

Stotožňujeme sa s V. Konečným (1969), ktorý píše: „Považujeme za reálnejšie spájať pôvod zrudnenia s hypoabysálnymi úrovňami, t. j. vrchnými úrovňami magmatického rezervoáru s jeho záverečným diferenciálnym štádiom“. Za záverečný člen však nepovažujeme ryolity „kremnického“ typu, ale ryolity „hlinického“ typu.

Pôvodne sme polymetalické žily a metasomatické zrudnenie v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode geneticky viazali hlavne na dacitové intrúzie (M. Böhrer — J. Štohl l. c.). Dnes sa nám zdá, že toto zrudnenie

geneticky nasleduje za posledným členom andezitovej magmy, t. j. so staršími ryolitmi „hlinického“ typu. Vývoj štiavnického andezitového vulkanického aparátu, jeho diferenciácia, vývoj vulkanogénnych foriem (stratovulkánová stavba, kolapsy, prstencové štruktúry, kaldera, výzdvih centrálnej časti) je geneticky a štruktúrne v čase a v priestore spojený so staršou, polymetalickou etapou mineralizácie, ktorá sa uskutočnila ako postvulkanicko-hydrotermálne štádium medzi 16,2 až 12,4 ± 2 mil. rokov. Ťažko možno pripustiť, že by tento mohutný aparát bol napriek všetkým magmatickým a vulkanotektonickým atribútom metalogénne sterilný a tvoril len náhodné a pasívne prostredie, ktoré bolo mineralizované o 4 mil. rokov neskoršie v postvulkanickej etape „kremnického“ typu ryolitov.

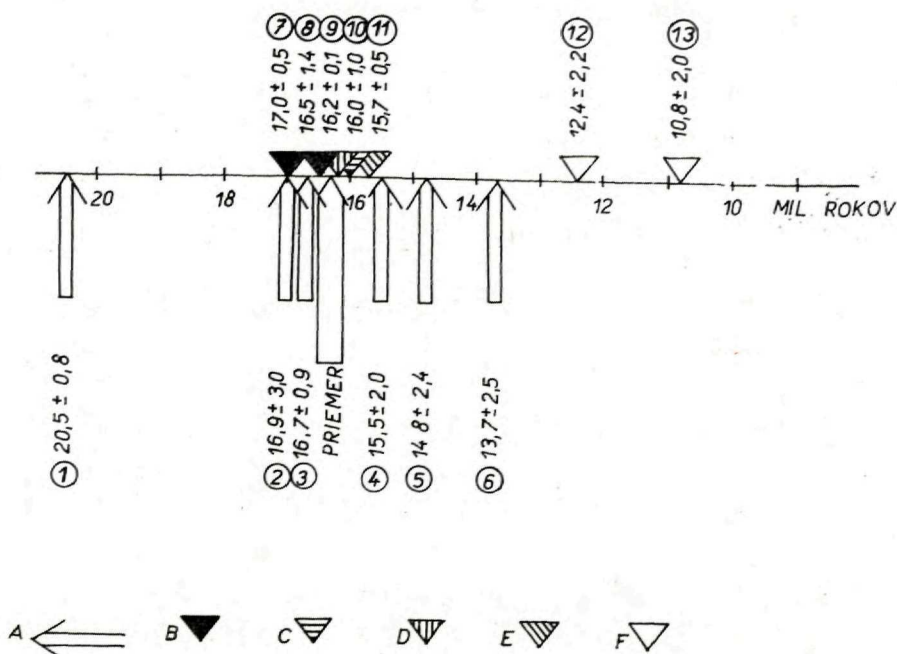
Vek skarnovej mineralizácie

Podmieneny je vekom granodioritovo-dioritických intrúzií. Ich vek a vzťah k andezitovému vulkanizmu v Banskej Štiavnici bol viac ako 100 rokov v geologickej literatúre sporný. V staršej literatúre síce nachádzame priame dôkazy o veku pyroxenických andezitov ako celku a intruzív, novšie práce ich však i napriek veľkému množstvu vrto a banských prác nepotvrdili. V poslednom období jestvujú dva názory. L. Rozložník (1966) ich na základe komplexnej tektonicko-štruktúrnej a petrochemickej analýzy považuje za vrchnokriedové, podobné rumunským banatitom. Absolútne datovanie, údaje J. Lexu (l. c.) o vysokoteplotných plagioklasoch v granodioritoch a dioritoch, ktoré sú typické pre podpovrchové, hypoabysálne podmienky tuhnutia a petrograficko-petrochemická príbuznosť intrúzií s subvulkanickým až povrchovým vulkanizmom, umožnili definovať banskoštiavnickú štruktúru ako vulkanoplutonickú formáciu (V. Konečný 1971).

Za najväznejší a pravdepodobne konečný dôkaz o veku intruzívneho komplexu možno považovať výsledky absolútneho datovania Ar/K metódou. Zatiaľ sú z oblasti Banská Štiavnica—Hodruša prístupné nasledovné údaje (viď obr. 2).

Diagram zjavne poukazuje na komagmatický pôvod vulkanoplutonickéj formácie banskoštiavnického vulkanického aparátu. Značný rozptyl veku granodioritov pravdepodobne spôsobil spôsob odberu vzoriek, odlišná metodika a presnosť dvoch laboratórií. Granodioritický masív je preniknutý pomerne hustým dajkovým a sillovým komplexom dacitov — ryodacitov až ryolitov, ktorý asi ovplyvnilo mladšie tepelné prepracovanie a spôsobilo určité straty Ar. Takto možno vysvetliť i značne variabilné hodnoty datovania. Nedá sa však predpokladať, žeby tepelný efekt bol taký značný, aby staršie granodiority (napr. vrchnokriedové) boli prepracované ako celok a získali neoidný charakter.

Okrem absolútneho datovania sú časové vzťahy v banskoštiavnickom aparáte určené aj priamymi geologickými údajmi. Vzťah granodiorit-diorit opísal J. Pástor (1969). Diority sú staršie, do nich intrudovali mladšie granodiority. Dacitovo-ryodacitovo-ryolitové dajky („hlinický“ aj „kremnický“ typ) intrudujú do pyroxenických andezitov, granodioritov a amfibolicko-biotitických



Obr. 2 Diagram distribúcie datovania Ar/K metódou hornín z oblasti štiavnického vulkanického aparátu.

A — granodioritové intrúzie, B — pyroxenický andezit typu Tanád a Myšia hora, C — amfibolicko-biotitický andezit od Antola, D — ryolit „hlinického“ typu, E — pyroxenický andezit — pemzový tuf od Bielého Kameňa, F — ryolity „kremnického“ typu od Kozelníka.

Datovanie vzoriek 1, 3, 7, 8, 9, 10, 11 čerpané z V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass (1969). Vzorky 2, 4, 5, 12 podľa A. K. Bojko — C. C. Kruglov — I. O. Kulčickij — O. I. Matkovskij — B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja — M. U. Fiškin — O. V. Coň — G. CH. Čedžemov (1970). Vzorky 6, 13 udávajú B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja (1974).

Fig. 2 Diagram of Ar/K dating of different rock-types from the Banská Štiavnica volcanic center.

A — granodiorite intrusions, B — the Tanád and Myšia hora pyroxene andesite type, C — hornblende-biotite andesite from Antol, D — the „Hliník“ type rhyolites, E — the Biely Kameň pumice tuff of pyroxene andesite, F — the „Kremnica“ type rhyolite from Kozelník village.

Dating of samples Nos. 1, 3, 7, 8, 9, 10, 11 according to V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass (1969). Samples Nos. 2, 4, 5, 12 according to A. K. Bojko — C. C. Kruglov — I. O. Kulčickij — O. I. Matkovskij — B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja — M. U. Fiškin — O. V. Coň — G. CH. Čedžemov (1970). Samples Nos. 6 and 13 are based on B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja (1974).

kých andezitov, čím je daný ich relatívny vek, t. j. mladší ako $15,7 \pm 0,5$ mil. rokov. Vekový vzťah medzi pyroxenickými andezitmi, granodioritmi-dioritmi, amfibolicko-biotitickými andezitmi vyplýva z absolútneho datovania, pričom treba pripustiť, že nie je celkom jasný a jednoznačný. Ak akceptujeme vypočítaný priemerný vek granodioritov, určený absolútnym datovaním 16,3 mil. rokov, prijímame tak aj vekovú reláciu skarnovej mineralizácie.

Severný pruh skarnových ložísk, prevažne magnetitových, menej pyritových a polymetalických, je známy už dávnejšie. Jeho podrobný opis podáva S. Gavora — S. Hruškovič (1963). Zameriavajú sa hlavne na ložisko Klokoč. Za zdroj zrudnenia považujú granodiority, ktoré sa však v blízkosti ložiska nevyskytujú. Najbližšie ku granodioritom je ložisko Treiboltz, ktoré sa podľa zmienených autorov nachádza vo vzdialenosti 500—1000 m. Ložisko Klokoč leží ešte ďalej. Ako je známe, prevažná väčšina skarnových ložísk sa sústreďuje do vzdialenosti 200 m od tepelných kontaktov (V. I. Smirnov 1965). Magnetitové teleso Klokoč je preniknuté rojom andezitových dajok, ktoré S. Gavora — S. Hruškovič (l. c.) považujú za postrudné. Andezitové žily sú pomerne mocné a vyklíňujú sa na krátkych vzdialenostiach. M. Koderá vychádzajúc z ich intenzívnej hydrotermálnej premeny, ktorú pripisuje účinkom skarnizujúcich roztokov považuje andezitové žily za staršie.

Podľa nášho názoru (zatiaľ nepotvrdené), andezitové dajky môžu byť v podstate andezitové porfýrity a môžu byť súčasťou szz.—jvv. pruhu dioritov, ktorý sa asi 1 km východne od lokalít Klokoč — Treiboltz ponára pod mezozoické komplexy. Roj zmienených dajok môže byť apikálnym ekvivalentom hlbšie ponoreného dioritového telesa. Naviac F. Ambra (1955) spomína malé telesá dioritov priamo z okolia ložiska Klokoč. Zrudnenie mohlo byť podmienené účinkom dioritových porfýritov. Za skarnizujúci fenomén považuje roj dajok granodioritových porfýrov v pyritovo-medenom skarnovom ložisku Zlatno aj L. Rozložník (1970) a J. Burian (in J. Burian — V. Konečný — J. Forgáč — J. Štohl 1974).

Dioritový pruh szz.—jvv. smeru, ktorý je približne 9 km dlhý, určuje smer a pravdepodobne aj genézu radu skarnových lokalít od západu počnúc lokalitou Treiboltz, Klokoč, Hodruškou a Rumplovskou (štôlna Jozef Calasant). Za najvýchodnejší známy člen tohto skarnového pruhu bol v poslednom období označený endoskarn pyritu, obsahujúci menšie množstvo chalkopyritu v dioritoch (J. Burian l. c.). Ide o výskyt v 12. obzore, v prekope od šachty Michal k žilám Ochsenkopf a Amália. Západná časť skarnového pruhu je prevažne magnetitová (magnetit, mušketovit), smerom na východ (Rumplovská, 12. obzor šachty Michal) je viac sulfidická, s pribúdajúcim obsahom Cu.

V 12. obzore šachty Michal podľa J. Buriana (l. c.) je pyritovo-chalkopyritové zrudnenie dokázateľne staršie ako štiavnické polymetalické žilné zrudnenie i ako dajky amfibolicko-biotitických dacitov.

Na podobný vekový vzťah medzi dajkami dacitov — ryodacitov a polymetalickým skarnovým zrudnením poukazuje aj A. Brlay (1973). Vo vrte GK-14 pri Brehoch boli intenzívne polymetálne mineralizované xenolity skarnov uzavreté v dacitových až ryodacitových dajkách. Tým prakticky v tejto oblasti určil dva rozdielne veky pre polymetalické zrudnenie. Staršie skarnové a mladšie žilné, známe práve od Rudna.

Pyritovo-pyrhotínovo-magnetitovo-chalkopyritovo-galenitovo-sfaleritová skarnová mineralizácia v Zlatne je spätá s granodioritovými porfýrmi až granodioritmi. Možno predpokladať, že jestvovali dve vekovo odlišné skarnové mineralizácie, staršia — severný pruh viazaný na diority, a mladšia — spojená s granodioritovým magmatizmom?. Táto otázka by si vyžiadala detailnejšie štúdium hlavne pomocou izotopov síry i ďalšie mineralogické, geochemické a petrochemické štúdiá. Vyriešenie tohto problému môže mať praktický význam pre ďalšie prognózy a vyhľadávanie skarnových ložísk v stredoslovenských neovulkanitoch.

Mineralizácia šobovských kremencov

Spojená je so šobovským tektonickým zlomom (J. Štohl 1969). V. Konečný (1969) tento zlom klasifikoval ako intrakalderový, spojený s prvou vývojovou etapou štiavnického vulkanického aparátu. V závere tejto etapy, po vybudovaní stratovulkánu bola centrálna oblasť dislokovaná vertikálnym posunom jednotlivých blokov. Do tohto obdobia radí aj vysunutie bloku v oblasti Šobov, ktoré bolo ovplyvnené výstupom intruzívnych a extruzívnych telies pyroxenických andezitov typu Tanád a Myšia hora ($17,0 \pm 0,5$; $16,7 \pm 1,2$ mil. rokov). Šobovské kremence v horných polohách, v priestoroch dnešného povrchového lomu sú monominerálne. Okolité prostredie je sekundárne silicifikované. V spodných častiach šobovského zlomu je silicifikácia sprevádzaná aj značnými koncentraciami Pb-Zn-Cu (dvanásť obzor pri Novej šachte). Bolo dokázané, že táto mineralizácia je preddacitová, teda staršia ako hlavné Pb-Zn-Cu žily. Ak je etapa pyroxenických andezitov staršia ako intruzívna formácia granodioritov-dioritov, toto zrudnenie je potom spojené s postandezitovou etapou relatívneho vulkanického kľudu a s jej hydrotermálnou aktivitou (medzi $16,7 - 16,3^*$ mil. rokov). Táto mineralizačná etapa, ktorá tesne predchádzala etapu rudných skarnov, je podľa našej mienky najstaršia v štiavnickom vulkanickom aparáte. Praktický význam predbežne nemá, nakoľko obsahuje malé množstvo Pb-Zn-Cu. Toho času sa využívajú len kremence na výrobu ohňovzdorných dinasových materiálov.

* zatiaľ iluzórna hodnota pre granodiority, ktorá bola získaná vypočítaným priemerom

Zhrnutie vývojových etáp štiavnického vulkanického aparátu a mineralizácie

V. Konečný (1969, 1971) zhrnul vývoj štiavnického vulkanického aparátu do 5 etáp. V rámci prvej etapy bol vytvorený stratovulkán pyroxenického andezitu s viacerými štokmi a dajkami, ktoré v závere etapy intrudovali do komplexu. Druhá etapa zahrňuje kolaps centrálnej časti vulkánu s následnou limnickou sedimentáciou (tufity, lignity, flovce). Tretia etapa sa začala prstencovitými intrúziami amfibolicko-biotitických andezitov, ktoré v zápätí vystriedal ďalší kolaps a subvulkanické intrúzie dacitov. Explosívno-efuzívne pyroxenické andezity IV. fázy, situované na svahoch a úpätí štiavnického vulkánu, vytvárajú štvrtú vývojovú etapu. Posledná, piata etapa je charakterizovaná intrúziami ryolitov a finálnym výzdvihom centrálnej časti kaldery.

Táto vývojová schéma, i keď počíta s prítomnosťou plutonickej formácie, nezohľadňuje túto významnú jednotku pri vysvetlení vývoja stavby štiavnickej kaldery. Podľa absolútneho datovania a podľa stupňa magmatickej diferenciácie a jej petrografickej a petrochemickej príbuznosti, granodiorito-diority môžu byť súčasťou tretej vývojovej etapy, t. j. sú magmaticky príbuzné s amfibolicko-biotitickým andezitom a dacitom. L. Rozložník (1969) i V. Konečný (1969) sa zhodujú v tom, že v štiavnicko-hodrušskom vulkanickom komplexe sa uskutočnili značné vertikálne výzdvihy (hlavne územie, ktoré je limitované granodioritovo-dioritovými intrúziami, dacitovo-ryolitovým dajkovým poľom a rudným poľom. Podľa L. Rozložníka ide o mladokarpatský výzdvih rigidného laramského granodioritovo-dioritového telesa, kým V. Konečný predpokladá, že centrálna časť jadra kaldery bola vyzdvihnutá v súvislosti s výstupom mladých „kremnických“ ryolitov (5. etapa).

Oba interpretácie počítajú s výzdvihom, ktorý vytvoril tektonický plán dacitového i rudného poľa. Koncentricky a radiálne tektonický plán, tak ako ho vysvetľuje L. Rozložník (1969), sa môže vytvoriť aj pri tvorbe kolapsov a výzdvihov kaldier (J. P. Albers — F. J. Kleinhampl 1970; J. Burian — V. Konečný — J. Štohl l. c.). Prípadné zjednotenie týchto dvoch interpretácií by sa mohlo vysvetliť prítomnosťou granodioritovo-dioritového lakolitu v jadre kaldery ako možného zdroja vertikálneho pohybu a magmatického tlaku zodpovedného za výzdvih. Podobne sa vysvetľuje výzdvih napr. v Creede kaldere (H. Williams — A. R. Mc Birney 1968).

Na základe týchto úvah predkladáme schému (sukcesiu) vulkanoplutonického komplexu a s ním spojenej mineralizácie v štiavnickom rudnom obvode. V úzkej spojitosti s rudným poľom vystupujú temer výlučne intruzívne a extruzívne formy vulkanizmu a plutonizmu, ktoré tvoria aj jeho prostredie.

A. Pyroxenický andezit (prevažne intrúzie, silly, dajky a štoky) (16,7 mil rokov)

1. Mineralizačná etapa šobovských kremencov, spojená s prínosom SiO_2 , v menšej miere Pb-Zn-Cu (16,7–16,3 mil. rokov)

B.* Intrúzie dioritov, dioritových porfýritov

C.* Intrúzie granodioritov, granodioritových porfýrov a aplítov (16,3 mil. rokov — ide o vypočítaný priemer zo šiestich analýz — viď diagram)

2. Skarnová mineralizačná etapa

a) magnetitovo-pyritová mineralizácia

b) pyritovo-pyrhotínovo-chalkopyritová mineralizácia

D.* Extruzívno-efuzívny komplex amfibolicko-biotitických andezitov (16,0 \pm 1,0 mil. rokov).

E. Intruzívne dacity — ryodacity — plagioklasové ryolity hliníckeho diferenciálneho radu.

3. Žilné, metasomatické a žilníkovo-impregnačné zrudnenie Pb-Zn-Cu-Ag (16,0–10,8 mil. rokov)

F. Mladšie pyroxenické andezity explozívno-efuzívneho charakteru — „porudné“, ktoré sú relatívne vzdialenejšie od rudných polí (15,7 \pm 0,5 mil. rokov)

G. Ryolity „kremnického“ typu. Extrúzie, žily dómy (12,4 \pm 2,2 — 10,8 \pm 2,0 mil. rokov)

4. Au-Ag (Sb-Hg-As prítomné v Banskej Štiavnici len mineralogicky) mineralizačná etapa

H. Olivinický bazalt (< 1 mil. rokov)

Mladšie pyroxenické andezity (F) majú v tejto schéme intramineralizačné postavenie a voči hlavnej polymetalickej etape sú postrudné. Majú podobu rozsiahlych, mierne uklonených, vrcholových lávových prúdov a aglomerátov. Zaujímavé sú z hľadiska možnosti vyhľadávania skrytých ložísk. Teoreticky môžu pochovávať staršie rudolokalizujúce štruktúry.

Vekové relácie iných rudných obvodov k Banskej Štiavnici

Rudno — Brehy — Pukanec

Banskoštiavnický rudný obvod, ako sme už komentovali na inom mieste tohto príspevku, reprezentuje v stredoslovenských neovulkanitoch najúplnejší vývoj zahrňujúci všetky vulkanogénne a rudotvorné etapy. Rudný obvod

* Pozícia D voči B a C nie je jednoznačná

Rudno — Brehy — Pukanec podľa údajov A. Brlaya (1973, 1974) temer úplne pripomína banskoštiavnicko-hodrušský rudný obvod. Oba majú veľa spoločných črt. Ide síce o menší, ale z geologicko-štruktúrneho, vulkanologického hľadiska a podľa rudnej podobnosti identický rajón. V žiadnom prípade nemožno rudný rajón Rudno — Brehy — Pukanec považovať za jz. pokračovanie banskoštiavnického rudného obvodu. Ide pravdepodobne o dve samostatné synchronne metalogénne i vulkanogénne jednotky.

Najhlavnejšie spoločné črty oboch rudných obvodov sú:

1. Rudné polia sú viazané na hráte podložia a s nimi vystupujúce intruzívne magmatické telesá typu granodioritov a dioritov. Štiavnické rudné pole je hlbšie erodované, dosahuje až úroveň predmiocénneho podložia. Podložie vrátane granodioritov sa v rudnom obvode Rudno — Brehy — Pukanec nachádza v hĺbke cca 400 m pod súčasnou erozívnou bázou.

2. Intruzívno-extruzívny charakter andezitového vulkanizmu, neprítomnosť pyroklastických hmôt, sukcesia hornín podľa diferenciačného trendu zvyšovania SiO_2 a alkálií, areálna propylitizácia, nasvedčujú, že oba rudné obvody sa viažu na kráterovú formáciu.

3. Žily sa nachádzajú v prostredí propylitizovaných pyroxenických andezitov, ktoré majú pravdepodobne intruzívny charakter. V poslednom čase zavádza termín andezitové porfýry V. Konečný — J. Lexa — A. Miháliková (1974). Ide o andezity, ktoré M. Kuthan (1963) zaraďoval do II. andezitovej fázy.

4. Dajkové pole dacitov a ryolitov určuje genézu a štruktúru žilného zrudnenia.

5. Mineralógia, geochemia a charakter žíl sú obdobné.

A. Brlay (l. c.) charakterizuje jednotlivé rudné lokality takto: Pukanec predstavuje Au formáciu s pyritom, doplnenú kremeno-karbonátovou žilovinou. Pb sa vyskytuje iba sporadicky. Lokalita Brehy je typická karbonátovou žilovinou s nízkym obsahom Au-Ag-Pb-Zn-Cu. Najvýraznejšia rudná štruktúra tohto obvodu je Rudno. Žily boli otvorené vertikálne až do hĺbky 300 m. Je v nich badateľná určitá zonálnosť. Pod povrchom žily obsahujú kremeň, Au, sulfosoli Ag, hlbšie vystupujú Pb-Zn-Cu. V žilovine prevláda kremeň.

Rudná štruktúra Rudno — Brehy — Pukanec je viazané na hrást N-15-W, ktorú taktiež sledujú ryolitové a dacitové žilné intrúzie. Vytvárajú štruktúrno-genetické a časové faktory mineralizácie. Zatiaľ nevieme, či ide o staré „hliníc-ke“ alebo mladšie „kremnické“ ryolity. Chýba absolútne datovanie. Hodnoty alkálií v dajkách sú vplyvom silnej adularizácie podstatne zvýšené, takže použitie tieto kritériá pre delenie ryolitov, tak ako sme sa o to pokúsili v Banskej Štiavnici, zatiaľ nie je možné. Vo vrte GK-14 bol zistený ryodacit (A. Brlay l. c.), ktorého chemické zloženie zodpovedá „hlinícemu“ typu. Mohli by sme ho považovať za diferenciačný medzičlánok medzi ryolitmi a dacitmi a ryolity

vyskytujúce sa na Tatiari, Kozom chrbte a na Husárskom by sme mohli považovať za ryolity „hliníckeho“ typu. V takomto prípade by Rudno — Brehy — Pukanec mohli predstavovať polymetalickú mineralizačnú etapu obohatenú v podpovrchových častiach o Au-Ag podobnú Banskej Štiavnici.

Vo vrte GK-14 (A. Brlay l. c.), lokalizovanom cca v strede medzi ložiskom Rudno — Brehy, v intervale 1040—1058 m v kontaktnej zóne granodioritu, bola zistená skarnová formácia Cu-Zn-Pb s magnetitom a hematitom. Ide o jasnú predryodacitovú mineralizáciu. Xenolit tejto skarnovej mineralizácie bol uzatvorený priamo v ryodacitovej dajke.

Mineralizácia v novobansko-klakovskom rudnom rajóne

Západné ohraničenie centrálnokarpatského lineamentu tvorí novobansko-klakovský systém zlomov, ktorý bližšie definoval K. Karolus 1967. Ide o 6—8 km široké zlomové pásmo, s ktorým je spojená pestrá vulkanicko-intruzívna, tektonická a metalogénna história. Lemuje východný okraj pohoria Vtáčnik. Sukcesia vulkanického komplexu vystupujúca v tektonickom bloku novobansko-klakovského zlomu je podľa J. Valacha — J. Knesla (1972) takáto:

1. Propylitizovaný komplex pyroxenických andezitov (typ Župkov) a amfibolicko-pyroxenických andezitov (typ Prochot) a ich žilné deriváty
2. Dacitoidné andezity z oblasti Župkova
3. Hrabičovské andezity amfibolicko-, resp. pyroxenicko-amfibolické. Ide o extrúzie, menej pravdepodobne o intrúzie
4. Diority-porfýry žilného typu
5. Amfibolicko-biotitické andezity (extrúzie)
6. Vrcholové výrazne laminované pyroxenické andezity
7. Ryolity (extrúzie)
8. Bazaltoidné andezity

Ako sa zdá, okrem andezitov typu 6 ide zväčša o efuzívno-extruzívny komplex, ktorý je spätý s rôznymi vulkanotektonickými vývojovými etapami novobansko-klakovskej zóny.

Ložisko Au-Ag Nová Baňa, ktoré je situované na juhu tejto zóny, je spojené s inou morfoloģickou jednotkou podložia ako rudné pole Rudno — Brehy — Pukanec. Vzájomne sú oddelené žarnovickou depresiou. Ložisko Nová Baňa je štruktúrne kontrolované novobansko-klakovským zlomom. Ide o typické zlato-strieborné zrudnenie s podradným obsahom Pb-Zn, ktoré je uložené priamo v ryolitoch severo-južnej orientácie.

Okrem historickej lokality Au-Ag v Novej Bani sa v zlome nachádzajú aj iné mineralogické výskyty Hg-As-Mo-Bi. V severnom pokračovaní zlomu ležia známejšie lokality Župkov a Prochot, kde sa v minulom storočí robili i menšie prospešné a banské práce. Udáva sa výskyt sporného tetradymitu



od Župkova. Podľa spektrochemických analýz šlichov J. Valacha a J. Knesla v tejto oblasti obsahujú väčšie množstvo Mo-Bi. Pri starých kutacích prácach pri Prochoti bola zistená slabá Au-Ag mineralizácia. Súčasný prieskum ich nepotvrdil, v novom vrte V-2 bola zistená svojrážna molybdenitovo-fluoritová mineralizácia s podradným zastúpením pyritu, pyrhotínu, galenitu, sfaleritu a kasiteritu (J. Valach — R. Kušík 1974).

V širšom okolí novobansko-kľakovského zlomu regionálne šlichovanie potvrdilo vo viacerých lokalitách výskyt rumelky. Je to Revište, Podzámčie, Prochotská dolina, severozápadné úpätie Vtáčnika pri Cerovej a Lehota pod Vtáčnikom. V severnom pokračovaní tejto zóny pri Remáte a pri Sklenom sa nachádzajú Sb-Hg-As indicie.

V Handlovej a v Novákoch hydrotermálne žilky kremeňa, kalcitu, pyritu so sporadickým výskytom realgáru a auripigmentu prenikajú cez vrchnobadenské až sarmatské uhoľné sloje, ktoré podľa D. Vassa (osobná informácia) mohli vzniknúť medzi 15,0—13,5 mil. rokov. Je to zároveň aj vek tohto zrudnenia. Stanoviť vek zrudnenia viazaného na novobansko-kľakovský rudný rajón by bolo v súčasnej etape výskumu predčasné. Najprv bude nutné zistiť vulkanotektonické a časové zaradenie zlomu a z toho vyvodiť závery pre mineralizáciu.

Podľa J. Valacha a J. Knesla (l. c.) a J. Valacha — R. Kušíka (l. c.) sa Mo-zrudnenie v Prochoti spája s hypotetickým telesom granitoidnej intrúzie, ktorá je spätá s uvedenou tektonickou líniou. Existencia ryolitovej extrúzie Tisovho brala, ktorá leží medzi Prochotom a Župkovom, podporuje uvedené názory.

Zlatostrieborná mineralizácia v Novej Bani je poryolitová a pravdepodobne je geneticky spätá s acidným magmatickým rezervoárom. Je všeobecne známe, že rudné žily v tomto rudnom obvode sa nachádzajú priamo v ryolitovom prostredí. Je pravdepodobné, že Prochot — Župkov — Nová Baňa budú synchronne a mladšie ako 11,2 mil. rokov (vek ryolitov od Kremničky).

Kremnický rudný rajón

V tomto rudnom rajóne prevláda Au-Ag mineralizácia. Podradnejšie je zastúpený Sb. Po štiavnickom rudnom poli je ložisko Kremnica druhou najvýznamnejšou lokalitou v stredoslovenských neovulkanitoch. Rudný rajón je štruktúrne zviazaný s tzv. kremnickou hrástou. Tektonická orientácia rudného poľa, ako aj centier vulkanického aparátu, je paralelná s centrálnokarpatským lineamentom. Ide o starý zdedený karpatský tektonický fenomén.

M. Böhmer (1966) predpokladá, že pod kremnickým ložiskom leží hypotetické granitoidné teleso, ktoré by mohlo byť hlbinným ekvivalentom ryolitových extrúzií a dajok známych na južných perifériách (Bartošova Lehôtka —

Kremnička) a taktiež na severe (Turček). Priamo v ložisku vystupujú ryolitové dajky, ktoré usmerňujú priebeh zlato-strieborných žíl. Tomuto hypotetickému telesu M. Böhmer (l. c.) pripisuje alkalickú metasomatózu, apofýzy ryolitov a vznik ložiska. Nepovažuje kremnické žily za banskoštiavnický ekvivalent, t. j. nemožno ich považovať len za zlato-striebornú zónu štiavnických žíl, ale ich osobitné postavenie vyplýva hlavne z ich genézy. V tomto prípade zrejme ide o postryolitovú mineralizáciu, mladšiu ako ryolity typu Kremnička (11,2 mil. rokov).

V kremnickom rudnom poli chýbajú intermediárne až kyslé žilné diferenciaty andezitovej magmy staršej vulkanickej etapy (napr. dacity, ryodacity až ryolity). Dajkové deriváty andezitov, ktoré sa sporadicky vyskytujú v rudnom poli (pyroxenický diorit porfýrit a pyroxenicko-amfibolický dioritový porfýrit), nie sú petrochemicky rozdielne a majú podobné zloženie ako okolité andezity. Vek staršej vulkanickej etapy reprezentovanej hlavne pyroxenickými andezitmi je daný hodnotou $15,2 \pm 1$ mil. rokov (Horný Turček). V štiavnickom rudnom poli spájame polymetalické zrudnenie s kyslými diferenciatmi andezitovej magmy. Keďže v Kremnici sa nevyskytujú, domnievame sa, že ich absenciu možno vysvetliť aj neprítomnosť väčšieho polymetalického zrudnenia.

M. Böhmer (l. c.) rozlišuje v kremnickom rudnom rajóne staršiu mineralizačnú etapu Au-Ag s veľmi podradným zastúpením Pb-Zn-Cu-Mo a mladšiu Sb (Hg-As), pričom Hg-As sa priamo v centrálnej časti ložiska nevyskytujú, ale sú dispergované do okolia (lokality Čertov vrch, Malachov, Tajov, Králiky), takže o priamej genetickej súvislosti Au-Ag mineralizácie s mladšou mineralizačnou etapou Hg-As sa nedá jednoznačne hovoriť. Hg-As mineralizačná etapa však mohla vzniknúť aj iným spôsobom.

Hg-As mineralizačná etapa

Okrem spomenutých Hg-As indícií viazaných na novobansko-klakovskú tektonickú zónu významnejšie výskyty sú zaznamenané v Kremnickom pohorí, hlavne v oblasti Malachova (J. Knesl — M. Linkešová 1969, 1971; J. Knesl — J. Tözser 1973). Domnievame sa, že Hg-As mineralizácia, ktorá je štruktúrne spojená s centrálnokarpatským lineamentom, má v porovnaní s inými typmi mineralizácie samostatné a špecifické postavenie. Predovšetkým ide o látkové, priestorové a pravdepodobne aj časové rozdiely. Epitermálny charakter mineralizácie spôsobil, že hlavné výskyty rumelky, realgaru a auripigmentu sú v horninách mezozoika až paleogénu, menej vo vlastnom vulkanickom aparáte. K veku ortuťového zrudnenia Čertovho vrchu a Kopernice sa vyjadrili J. Knesl — M. Linkešová (l. c.), ktorí rumelku s chalcedónom v intenzívne silicifikovaných ryolitových horninách charakteru sekundárnych

kvarcítov geneticky spájali s postvulkanickými prejavmi tretej ryolitovej fázy. Tu, pravda, môže ísť len o prostredie, nie však o geneticky vzťah.

Malachovské rudné pole je reprezentované ložiskovým výskytom Veľká studňa, ďalej oblasťou Trávneho Žďaru, Nemeckého vrchu a Dolnej skaly. Tieto lokality sú viazané na hlboko založenú líniu sj. smeru, ktorá sa nachádza niekoľko kilometrov východne od rudného poľa. Poklesové línie nižšieho radu sv. — jz. smeru sú štruktúrne späté s uvedenou hlavnou líniou a sú rudolokalizujúce. Zmienená severojužná tektonická línia tvorí východné ohraničenie centrálnokarpatského lineamentu. Rumelka v oblasti Malachova sa vyskytla výlučne v paleogénnych zlepencoch a vo vápnitých pieskovochoch, takže jej vekový vzťah k vulkanizmu je nejasný. V priestore medzi Nemeckým vrchom a Trávnym Žďarom bol geofyzikálne identifikovaný andezitový štok, o ktorom sa predpokladá, že môže mať štruktúrny, ale aj genetický vzťah k miestnej ortuťovej mineralizácii.

Z priamych geologických pozorovaní v stredoslovenských neovulkanitoch sa nedá jednoznačne určiť vekový vzťah Hg-As zrudnenia k existujúcemu vulkanickému aparátu. V tejto súvislosti môžeme uviesť úvahy o vekovej relácii Hg-As zrudnenia vo východoslovenských neovulkanitoch, ktoré sú ešte komplikovanejšie. Vysvetľuje ich J. Slávik (1968) a J. Slávik — J. Töszler (l. c.). Ortuťová mineralizácia sa nachádza vo východoslovenských neovulkanitoch v rade štruktúr, rôznych petrografických typov hornín i rozdielneho veku: v andezitoch miocénneho i pliocénneho veku, vo flyši paleogénu, v sarmatských dioritových porfyrdoch, vo Vihorlate sa vyskytuje v levantských andezitoch atď. Na základe toho možno predpokladať, že aktivácia Hg-sulfidov je mladšia ako vulkanizmus vrchného pliocénu, pričom vulkanity mu tvoria iba viac-menej pasívne prostredie. Vlastný proces tvorby Hg sa geneticky spája s finálnym vývojom hlbinných magmatických hmôt.

Podobné závery sa aplikujú i pre vznik As mineralizácie (realgár, auripigment a arzenopyrit), ktorá sa prejavuje podobným spôsobom ako Hg mineralizácia.

V Zakarpatskej Ukrajine E. A. Lazarenko — M. Gnilko — V. N. Zajceva (1969) považujú vek ortuťovej mineralizácie a sekundárnych kvarcítov, ktoré sa nachádzajú vo Vihorlatsko-Gutinskom hrebeni, za nejasný a nepresne stanovený. Polemizujú s pôvodnými názormi, ktoré túto mineralizáciu spájajú s levantskými andezito-bazaltmi (B. Merlič 1958). Postlevantský vek Hg mineralizácie v Zakarpatskej Ukrajine bol určený podľa olenevského Hg ložiska, spojeného so štokom bazaltoidného andezitu, ktorý preniká cez flyšoidné súvrstvie, a ložiska Dalnem, spojeného s propylitizovanými gabroporfyrdochmi a bazaltmi. E. A. Lazarenko — M. Gnilko — V. N. Zajceva (l. c.) sa domnievajú, že olenevský štok, ktorý má atypické leukokrátne petrografické zloženie, môže byť starší ako levantský.

V. V. Naumenko (l. c.) ortuťovú mineralizáciu s As-Sb s teluridmi Bi a polymetálmi považuje za súčasť mladšej metalogenetickej etapy, spojenej s tzv. andezitovou formáciou. (Patria sem diority, diority-porfyry a bazaltoidné andezity). Na základe pomeru izotopov zloženia S^{32}/S^{34} v rumelke ich považuje za juvenilné, pochádzajúce z hĺbok 80—120 km.

Je dokázané, že v stredoslovenských neovulkanitoch sú bazaltoidné andezity najmladším členom andezitovej formácie. Pôvodne boli považované za počiatočnú etapu finálneho bazaltového vulkanizmu. J. Forgáč — G. Kupčo (1973) prišli k záveru, že bazaltoidné andezity sú obsahom feromagnéziových prvkov vlastne bázickejšími členmi andezitovej magmy, čiže sú záverom subsekventného andezitového vulkanizmu. Bazaltoidné andezity v stredoslovenských andezitoch sú dokázateľne postryolitové (mladšie ryolity „kremnického“ typu). Ak by sme Hg-As mineralizáciu považovali za postryolitovú, v tom prípade by bazaltoidné andezity boli mladšie ako Hg-As zrudnenie. Poznatky o východoslovenských neovulkanitoch a o neovulkanitoch Zakarpatskej Ukrajiny však svedčia o tom, že Hg-As mineralizácia je veľmi mladá, pravdepodobne vrchnopliocénna. Ak aplikujeme tieto poznatky na stredoslovenské neovulkanity a ak berieme do úvahy niektoré nové poznatky a geologické interpretácie, javí sa Hg-As mineralizačná etapa i v stredoslovenských neovulkanitoch ako finálna, čiže postbazaltoidno-andezitová. Potvrdzujú to aj tieto skutočnosti:

1. Medzi centrálnokarpatským zlomovým systémom, erupciami bazaltoidných andezitov a priestorom rozšírenia Hg-As mineralizácie existuje určitá závislosť. Rozšírenie Hg-As mineralizácie je viazané na severnú časť stredoslovenských neovulkanitov, ktorá je aj priestorom rozšírenia bazaltoidných andezitov. V miestach, kde sa nevyskytujú, nenachádza sa ani Hg-As mineralizácia.

2. Priestorová spojitosť medzi Hg-As a bazaltoidnými andezitmi nie je tesná, ale iba rámcová. Malachovsko-tajovské rudné pole Hg-As do určitej miery priestorove koinciduje s novoopísaným stratovulkánom bazaltoidného andezitu v oblasti Skalky a Vlčieho vrchu (J. Lexa 1971). Mineralizácia i stratovulkán sú štruktúrne obmedzené východným krídlom centrálnokarpatského meridionálneho zlomu. Podľa oznámenia J. Lexu existuje v zmienenom stratovulkáne slabá propylitizácia a pyritizácia. Táto nová skutočnosť dokladá existenciu postbazalto-andezitovej hydrotermálnej činnosti. J. Knesl a J. Tözser (l. c.) opisujú v malachovskom rudnom poli geofyzikálne zistený subvulkanický andezitový štok, ktorý pokladajú za nepriamy indikačný príznak pre ortuťovú mineralizáciu. Ak by neskorší prieskum potvrdil, že tento štok je bazaltoidný andezit, v tom prípade by bol genetický zväzok medzi Hg-As mineralizáciou a bazaltoidnými viac ako pravdepodobný.

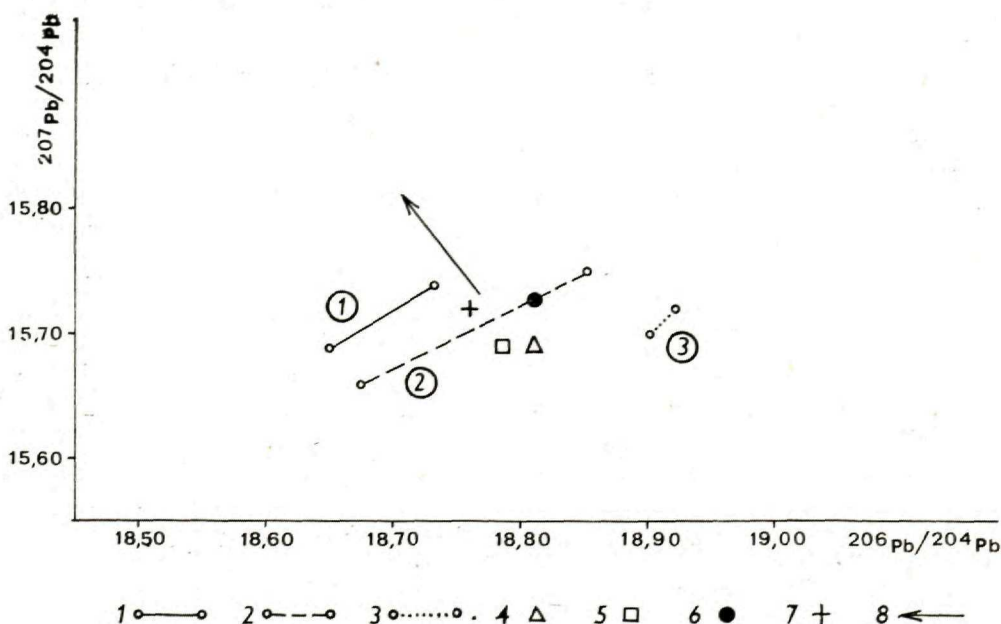
3. Výskyty Hg-mineralizácie od Kopernice a Čertovho kopca by bolo tiež

možné považovať za postbazaltovo-andezitové. Nachádzajú sa niekoľko km severne od výskytu bazaltoidných andezitov pri Jastrabej. Podobne mineralogické indicie Hg-As od Novák, Lehoty, Handlovej by taktiež mohli súvisieť s bazaltoidnými andezitmi Vtáčnika.

Nízka teplota vzniku, epitermálny charakter As-Hg mineralizácie a možnosti jej vzniku sekundárnou migráciou spôsobujú, že časové postavenie a genéza tejto etapy sú nejasné. Riešenie týchto otázok je však naliehavé, nakoľko posledné objavy nových Hg koncentrácií, hlavne v oblasti Malachova sú veľmi sľubné.

Izotopické zloženie olova hlavných mineralizačných fáz

Počet izotopických analýz je pre posúdenie vekových relácií nedostatočný, napriek tomu ich však bolo možné v kombinácii s inými metódami využiť na hrubé rozdelenie zrudnenia do mineralizačných etáp. C. Varček (1968) na základe izotopového zloženia olova rozlíšil tri vekové zoskupenia mineralizácií. Ako najstaršie bolo označené skarnové ložisko od Vyhní, ktoré podobne ako L. Rozložník (1966) považuje za vrchnokriedové. Izotopické zloženie ($Pb^{206}/Pb^{204} = 18,65 - 18,73$ a $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,69 - 15,74$) je síce staršie, ako štiavnické polymetalické ($Pb^{206}/Pb^{204} = 18,67 - 18,85$ a $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,66 - 15,75$), ale patrí do neogénnej etapy. J. Kantor - A. Biely (1965) pre obyčajné olovo z ložiska Ján Nepomuk pri Píle udávajú nasledovné



izotopické zloženie: $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,12$ a $Pb^{206}/Pb^{204} = 15,64$. Toto ložisko sa nachádza na západnom okraji stredoslovenských neovulkanitov a zodpovedá alpínskemu veku. Za najmladšiu C. Varček (l. c.) označuje kremnickú mineralizáciu ($Pb^{206}/Pb^{204} = 18,90 - 18,92$ a $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,70 - 15,72$). Tri izotopické polia (1, 2, 3) na obraze 3 prekvapujúco koincidujú s opísanými troch hlavných mineralizačných etáp: 1. skarnovej, 2. hlavnej polymetalickej (Banská Štiavnica) a 3. zlatostriebornej (Kremnica), ktoré vyplynuli z iných, hlavne geologických záverov.

V grafe sú nanesené aj údaje o zložení niektorých izotopických analýz, ktoré sa už spomínali v určitých súvislostiach. Analýza obyčajného olova zo spodných polôh šobovských kremencov (analyzoval J. Legierski, ÚÚG Praha) zaraďuje toto ložisko medzi prvú a druhú skupinu ložísk. Šobovskú mineralizáciu považujeme na základe geologických vzťahov a vzťahov vyplývajúcich z Ar/K datovania za najstaršiu. Výsledok izotopovej analýzy nezodpovedá našim predošlým uvahám, hoci jeden analytický údaj, a to ešte analyzovaný v inom laboratóriu, nemôže slúžiť pre jednoznačné určenie veku.

Záver

1. Zámerom tohto príspevku bolo objasniť vulkanotektonickú, vulkanoplutonickú a metalogenetickú charakteristiku centrálnokarpatského lineamentu ako hlavného rudolokalizujúceho faktora v stredoslovenských neovulkanitoch. Ide v podstate o prognózu zónu prvého radu, kde je sústredený prakticky

Obr. 3 Diagram vzťahov izotopov obyčajného olova galenitov jednotlivých mineralizačných fáz v stredoslovenských neovulkanitoch. (Upravené podľa J. Kantora — J. Rybára 1964; Varčeka l. c. — K. Eliáša — J. Kantora — J. Štohlal. c.)

1 — Izotopický rozsah obyčajného olova skarnovej mineralizačnej etapy; 2 — izotopický rozsah obyčajného olova polymetalickej žilnej a metasomatickej mineralizačnej etapy (Pb, Zn, Cu, Ag) štiavnického typu; 3 — izotopický rozsah obyčajného olova Au-Ag mineralizačnej etapy kremnického typu; 4 — vrt E-Mi-2, šachta Emil, v 300 m, žilnikovo-impregnačné zrudnenie žily Špitáler v triasových kremencoch; 5 — 12. obzor, prekop od šachty Alžbeta, polymetalické metasomatické zrudnenie; 6 — 12. obzor, v prekope od šachty Michal na žilu Ján, z polymetalickej žily na rozhraní medzi rylitom a pyroxenickým andezitom; 7 — šobovská mineralizácia, 12. obzor, nárazisko Novej šachty; 8 — schematicky naznačený smer zarastania veku.

Fig. 3 Pb^{206}/Pb^{207} versus Pb^{206}/Pb^{204} diagram showing the isotopic fields of individual ore-bearing stages of the Middle Slovakia Neovolcanic Region.

1 — Isotopic extension of the common lead of the skarn ore-bearing stage; 2 — isotopic extension of the common lead of vein and metasomatic base metal mineralization stage of the Štiavnica type; 3 — isotopic extension of the common lead of Au-Ag mineralization stage of the „Kremnica“ type; 4 — borehole E-Mi-2 the Emil shaft, at 300 mts. disseminated ore type of the vein Špitáler; 5 — 12th horizon, cross-cut from the Alžbeta shaft, base-metal replacement mineralization; 6 — 12th horizon, cross-cut from the Michal shaft to the Jan vein. Base-metal veinlet situated between pyroxene andesite and rhyolite dyke; 7 — the Šobov mineralization, 12th horizon, near the New shaft; 8 — approximate direction of the age increase.

celý úžitkový minerálny potenciál, ktorý je v súčasnosti známy v stredoslovenských neovulkanitoch. Lineament je prevulkanického a možno až prealpínskeho veku. Pritahoval pozornosť geológov, ktorí si všimli jeho úlohu v stavbe centrálnych Západných Karpát (D. Andrusov 1926; D. Kubíny 1962; M. Maheľ 1969), v distribúcii neovulkanických produktov (M. Kuthan 1963a) a jeho význam pre metalogenézu (M. Böhmer — J. Štohl 1968). Zlomová zóna, ako bola znázornená v tektonickej mape V. Konečného, J. Šefaru, L. Zbořila (1973), je cca 25 km široká a jej os prebieha medzi Kremnicou, centrom Žiarskej kotliny, Rudnom, Brehmi a Čajkovom (obr. 1).

Centrálnokarpatský lineament je veľakrát rejuvenizovaná regionálna vulkanotektonická zóna, pozdĺž ktorej sa počas neogénu uskutočnila distribúcia látkovo odlišných vulkanických i mineralizačných etáp.

2. Fázovité členenie vulkanického komplexu rozpracoval M. Kuthan (1963b). Prvý pokus o etapovitú diferenciáciu mineralizačných procesov v závislosti od času a priestoru vývoja stredoslovenských neovulkanitov podal M. Böhmer — J. Štohl (l. c.). Vychádzali z poznatkov o dvoch hlavných rudných rajónoch stredoslovenských neovulkanitov, a to banskoštiavnicko-hodrušského a kremnického. Základ pre rozdelenie na dve mineralizačné etapy Pb, Zn, Cu, Ag a Au-Ag (Sb, Hg, As) v štiavnickom rudnom rajóne bolo zistenie intramineralizačného postavenia ryolitovej dajky.

3. Názor o diferenciácii mineralizačných procesov podporil i J. Lexa (1969) rozlíšením dvoch látkovo a vekovo odlišných ryolitov a V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass 1969 absolútnym datovaním Ar/K metódou. Staršie ryolity tzv. „hlinického“ typu (16,2 mil. rokov) sú posledným vylúčeným členom andezitovej magmy (andezit — dacit — ryodacit — ryolit). Geneticky je s postvulkanickým obdobím tohto radu spätá polymetalická mineralizačná etapa. S mladšími ryolitmi tzv. „kremnického“ typu (11,2 mil. rokov) geneticky súvisí Au-Ag (Sb, Hg, As) mineralizácia.

4. Vek skarnovej mineralizácie je priamo závislý od veku granodioritovo-dioritových intrúzií. Absolútne datovanie Ar/K metódou (priemer 5 analýz udáva vek 16,3 mil. rokov), petrochemická afinita k intermediárnej andezitovej magme, ich geologicko-štruktúrna pozícia v závislosti od vulkanických aparátov hovoria o komagmatickom pôvode spolu s andezitmi (obr. 2). Dajky, silly, štoky dacitov — ryodacitov — ryolitov intrudujú do granodioritovo-dioritových telies. Tým je daná ich vzájomná veková relácia a taktiež aj veková relácia polymetalickej a skarnovej mineralizačnej etapy. Skarny sú staršie. Skarnová mineralizácia vystupujúca na severnom okraji štiavnicko-hodrušského obvodu je geneticky spojená s lineárnou dioritovou intrúziou zzs.—vvj. smeru. Zloženie je prevažne magnetitovo-pyritové. Južný pruh skarnovej mineralizácie obsahujúci koncentrácie pyritu-pyrhotínu-chalkopyritu je geneticky spojený s granodioritovými porfýrmi.

Novoobjavená skarnová mineralizácia (A. Brlay 1973) v rudnom obvode Rudno — Brehy — Pukanec má polymetalické zloženie. Jej vekový vzťah k dacitovým intrúziám je jednoznačný. Xenolity s polymetalickými skarnami boli v nich uzatvorené.

5. Mineralizácia šobovských kremencov je považovaná za najstaršiu v štiavnickom rudnom obvode. Štruktúrne súvisí s šobovským zlomom. V horných polohách je monominerálna (SiO_2), v spodných častiach sa zvyšuje obsah Pb, Zn, Cu. Mineralizácia je časove a geneticky spojená s intrúziami pyroxenických andezitov ($17,0 \pm 0,5$; $16,7 \pm 1,2$ mil. rokov). Dacitové intrúzie zjavne tieto rudné telesá presekávajú.

6. Sukcesia vulkanizmu a mineralizácie v štiavnickom rudnom aparáte je nasledovná: /

A. Pyroxenický andezit (prevažne intrúzie, silly, dajky a štoky (16,7 mil. rokov)

1. Mineralizačná etapa šobovských kremencov, spojená s prínosom SiO_2 a v menšej miere Pb-Zn-Cu (16,7—16,3 mil. rokov)

B. Intrúzie dioritov, dioritových porfyrítov

C. Intrúzie granodioritov, granodioritových porfýrov a aplítov (16,3 mil. rokov)

2. Skarnová mineralizačná etapa

a) magnetitovo-pyritová mineralizácia

b) pyritovo-pyrhotínovo-chalkopyritová mineralizácia

D. Efuzívno-extrúziálny komplex amfibolicko-biotitických andezitov ($16,0 \pm 1,0$ mil. rokov)

E. Dacity — ryodacity — plagioklasové ryolity — hliničkeho diferenciačného radu

3. Žilné, metasomatické a žilnikovo-impregnačné zrudnenie Pb-Zn-Cu-Ag (16,0—10,8 mil. rokov)

F. Mladšie pyroxenické andezity explozívno-efuzívneho charakteru — „porudné“, ktoré sú relatívne vzdialenejšie od rudných polí ($15,7 \pm 0,5$ mil. rokov)

G. Ryolity „kremnického“ typu. Extrúzie, žily, dómy ($12,4 \pm 2,2$ — $10,8 \pm 2,0$ mil. rokov)

4. Au-Ag (Sb-Hg-As prítomné v Banskej Štiavnici len v mineralogických výskytoch) mineralizačná etapa

H. Olivinický bazalt (< 1 mil. rokov)

7. Rudný obvod Rudno — Brehy — Pukanec sa nachádza v južnej časti centrálno-karpatského lineamentu. Je viazaný na tzv. rudnianskú hrást, ktorá štruktúrne súvisí s vulkanickým centrom situovaným v priestore medzi Pukancom, Rudnom a Novou Baňou. Rudný obvod temer vo všetkých stavebných

prvkoch pripomína štiavnicko-hodrušský rudný obvod, vrátane zrudnenia, ktoré je podobné polymetalickej etape Pb-Zn-Cu-Ag so zvýšeným obsahom Au v podpovrchových častiach žíl. Jeho rozsah je však podstatne menší. Prítomnosť dacitových — ryodacitových až ryolitových dajok signalizuje spätosť zrudnenia s magmatickými krbmi vulkanizmu. Na základe látkovej a stavebnej podobnosti považujeme tento rudný obvod za synchronný so štiavnickým.

8. Západné ohraničenie centrálnokarpatského lineamentu tvorí novobansko-kľakovský zlom. Ide o 6—8 km široké zlomové pásmo, ktoré vzniklo pestrým vulkanicko-intruzívnym, tektonickým a metalogenetickým vývojom. V južnej časti zlomu, v paragenetickom zväzku s ryolitmi typu „Kremnica“ vystupujú novobanské Au-Ag žily obsahujúce podradné množstvo Pb-Zn, ktoré sú v mnohých prípadoch priamo uložené v ryolitových dajkách s.—j. orientácie (mladšie ako 11,2 mil. rokov). Toto zrudnenie považujeme za synchronné s kremnickým Au-Ag rudným obvodom. V severnom pokračovaní novobansko-kľakovského zlomu (J. Valach — J. Knesl 1972) sú známe lokality Župkov (tetradymit) a Prochot so zaujímavým výskytom molybdenitovo-fluoritovej paragenézy. Poznáme i rad šlichových anomálií Hg, ktoré sa priestorove začleňujú do línie alebo pásma uvedeného zlomu.

V Handlovej a v Novákoch hydrotermálne žilky kremeňa, kalcitu, pyritu spolu s realgárom a auripigmentom prenikajú cez vrchnobadenské až sarmatské uhoľné sloje (15,0—13,5 mil. rokov). Mineralizácia je teda mladšia ako 13,5 mil. rokov. Poukazuje to na postryolitový vek Mo, Hg, As mineralizácie podobne ako v Novej Bani a v Kremnici.

9. Kremnický rudný obvod Au-Ag-Sb je spätý s postvulkanickou hydrotermálnou činnosťou, ktorá nasledovala za mladou ryolitovou formáciou (11,2 mil. rokov). V mnohých prípadoch sú žily uložené priamo v týchto ryolitoch.

10. Predpokladá sa, že Hg-As mineralizácia (pohorie Vtáčnik, Malachov, Tajov, Čertov vrch a Kopernica) môže mať analogicky s východoslovenskými neovulkanitmi a Zakarpatskou Ukrajinou vrchnopliocénny vek. Epitermálny charakter mineralizácie spôsobil, že hlavné výskyty rumelky, realgaru a auripigmentu vystupujú v horninách mezozoika až paleogénu, ale v menšom množstve aj vo vlastnom vulkanickom komplexe. Rámcove by snáď mohli geneticky súvisieť s postbazalto-andezitovou etapou, ktorá je najmladším členom andezitovej magmy v stredoslovenských neovulkanitoch. Podobné vekové postavenie pre Hg-As mineralizáciu udávajú v Zakarpatskej Ukrajine.

11. Vekové rozčlenenie troch hlavných mineralizačných fáz v stredoslovenskej neovulkanickej oblasti sa odohralo priestorove pozdĺž centrálnokarpatského priečného lineamentu, a to v nasledujúcej časovej sukcesii: 1. Fe-Cu-Pb-Zn skarnové; 2. Pb-Zn-Cu polymetalické a 3. Au-Ag (Sb-As-Hg), čo nápadne koinciduje aj s ich izotopickým zložením obyčajného olova. Izotopické polia

v závislosti Pb^{206}/Pb^{204} a Pb^{207}/Pb^{204} sú v grafe 3 zjavne odsunuté jeden od druhého, čím je daná ich vzájomná veková relácia.

Do tlače odporučil J. Ilavský

Literatúra

- ALBERS, J. P. — KLEINHAMPL, F. J. 1970: Spatial relation of mineral deposits to Tertiary volcanic centers in Nevada. Geol. Surv. research, US GEOL. Surv. prof. paper C 1—C 10. Washington.
- ANDRUSOV, D. 1926: O sigmoidálnych ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysúcou. Věstn. geol. úst. ČSR, 2, 4—6. Praha.
- BOJKO, A. K. — KRUGLOV, S. S. — KOLČICKIJ, I. O. — MATKOVSKIJ, O. I. — MERLIČ, B. V. — SPITKOVSKAJA, S. M. — FIŠKIN, M. U. — COŇ, O. V. — ČEDŽEMOV, G. CH. 1970: Absolutnaja geochronologija glavnejšich komplexov Ukrajskich Karpat. Trudy XV Sessi komissii po opred. absol. voz. geolog. form. Akad. Nauk ZSSR. Moskva.
- BÖHMER, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. Acta geol. geogr. Univ. Comen. č. 11. Bratislava.
- BÖHMER, M. — ŠTOHL, J. 1968: Laws of location and Development of Endogenous Mineralization in Neovolcanites of Central Slovakia. XXIII Intern. geol. Cong., 7.
- BRLAY, A. 1973: Záverečná správa o vrte GK-14. Brehy. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BRLAY, A. 1974: Geologicko-ložiskové pomery centrálnej časti Rudnianského chrbáta. Rukopis. Kandidátska práca. GÚDŠ. Bratislava.
- BURIAN, J. — KONEČNÝ, V. — FORGÁČ, J. — ŠTOHL, J. 1974: Rajón Banská Štiavnica, ČSSR. Zdokonalenie regionálneho komplexu metód vyhľadávania a prieskumu skrytých ložísk žilnikovo-impregnačných a liatych medených rúd vo vulkanických súvrstviach. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BURIAN, J. — KONEČNÝ, V. — ŠTOHL, J. 1974: Banská Štiavnica Ore Deposit and its Position within Caldera. IADOG, 4 th Symposium, Varna. In preparation.
- CIOFLIČA, G. — SAVU, H. — BORCOS, M. — STEFAN, A. — ISTRATE, G. 1973: Alpine Volcanics and Metallogenesis in the Apuseni Mountains. Symp. Volcan. and Metallog. Guidebook Series, č. 13. Bucharest.
- ELIÁŠ, K. — KANTOR, J. — ŠTOHL, J. 1967: Intramineralizačné postavenie ryolitov v Banskej Štiavnici. Geol. práce, Správy 43. Bratislava.
- FORGÁČ, J. — KOVÁČIK, J. 1967: Niekoľko poznámok k otázke ryolitov v centrálnej časti banskoštiavnického rudného poľa. Geol. práce, Správy 43. Bratislava.
- FORGÁČ, J. — KUPČO, G. 1973: Position of basaltoid andesites from the standpoint of ferromagnesium elements (Fe, Mg, Cr, Ni, Co, V). Geol. zborník Geolog. Carp. XXIV, 2. Bratislava.
- GAVORA, S. — HRUŠKOVIČ, S. 1963: Skarnové ložiská vo vulkanitoch Štiavnického pohoria v oblasti Hodruša — Vyhne. Geol. práce, Správy 29. Bratislava.
- GIUSCA, D. — BORCOȘ, M. — LANG, B. — STAN, N. 1973: Neogene Volcanic and Metallogenesis in the Gutai Mountains. Symp. volcan. and Metallog. Guidebook Series, č. 11. Bucharest.

- KANTOR, J. — RYBÁR, M. 1964: Isotopes of ore-lead from several deposits of West Carpathian Crystalline. Geol. zborn. XV/2. Bratislava.
- KANTOR, J. — BIELY, A. 1965: Ložisko Ján Nepomucký pri Píle a jeho genéza podľa izotopov olova. Geol. práce, Správy 37. Bratislava.
- KAROLUS, K. 1967: Záverečná správa k listu 1 : 50 000 Nová Baňa a príľahlej časti listu 1 : 50 000 Zlaté Moravce. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KNESL, J. — LINKEŠOVÁ, M. 1971: Doterajšie výsledky vyhľadávania Hg rúd v Kremnickom pohorí. Geol. prieskum č. 5.
- KNESL, J. — TÓZSER, J. 1973: Ortuťová mineralizácia viazaná na neogénny vulkanizmus Slovenska. Symp. pracovníkov bánskeho priemyslu. Příbram.
- KONEČNÝ, V. — LEHOTAYOVÁ, R. — MARKOVÁ, M. — VASS, D. 1968: Relation between tectonic mobility of sedimentary basins and subsequent volcanism. Geol. práce, Správy 48. Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). Mineralia slov. 3—4. Spišská Nová Ves.
- KONEČNÝ, V. — BAGDASARJAN, G. P. — VASS, D. 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its confrontation with absolute ages. Acta geol. Acad. Scie. Hung., zv. 13. Budapest.
- KONEČNÝ, V. 1971: Evolutionary Stages of the Banská Štiavnica Caldera and Its Post-volcanic Structures. Bull. Volcan. Tome XXXV-1.
- KONEČNÝ, V. — ŠEFARA, J. — ZBOŘIL, E. 1973: Geologicko-geofyzikálny výskum stavby hlbokého podložia stredoslovenských neovulkanitov s riešením jeho vzťahov k vývoju vulkanických komplexov. Etapová správa. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KUBÍNY, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce, Zošit 62. Bratislava.
- KUTHAN, M. 1963a: Tectonic deformations of the Central Slovakia neovolcanic region and the relations between the volcanism and tectonics. Geol. práce, Správy 28. Bratislava.
- KUTHAN, M. 1963b: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 — list Nitra M-34-XXXI.
- LAZARENKO, E. A. — GNILKO, M. — ZAJCEVA, V. N. 1969: Metalogenija Zakarpatija Izdat. Lvov. Universiteta.
- LEŠKO, B. — SLÁVIK, J. 1967: Štruktúrno-geologické črty pomedzia Východných a Západných Karpát. Geol. zborn. 18, SAV. Bratislava.
- LEXA, J. 1969: Dva typy rýolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. Mineralia slovaca I, č. 3—4. Spišská Nová Ves.
- LEXA, J. 1971: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. Geol. práce, Správy 55. Bratislava.
- MAHEL, M. 1969: Faults and their role in the Mesozoic of the Inner Carpathians. Geol. zbor. — Geol. Carpathica XX, 1. Bratislava.
- MERLIČ, B. V. 1958: Zakonomernosti formirovanija rtutnogo orudnenija v Zakarpatije. Sov. geol., č. 2.
- MERLIČ, B. V. — SPITKOVSKAJA, S. M. 1974: Glubinnije razlomy, neogenovij magmatizmu, orudenie Zakarpatja. Lvovskij gosud. Univ. Im. Franko.
- MICHALENKO, J. — PASTOR, J. — KODĚRA, M. 1968: Niekoľko poznámok k relatívnemu veku zrudnenia a rýolitov v Banskej Štiavnici. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica, č. 13. Bratislava.
- NAGY, G. — ZSILLE, A. 1969: A. Börzsöny hegység nagyszerkezeti helyzete és szerkezete

- földtani problémái. M. Áll. földtani intézet évi jelentése az 1969- ről. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. Budapest.
- NAUMENKO, V. V. 1974: Genetičeskije osobennosti neogenovogo endogenovogo orudnenija Sovjetskich Karpat. IAGOD, IV. Symposium. Varna.
- PASTOR, J. 1969: Poznámky k relatívnemu veku dioritu a granodioritu v štiavnickom rudnom poli. Mineralia slov., č. 3—4. Spišská Nová Ves.
- RADULESCU, D. P. — PRLTZ, S. — STANCIU, C. 1973: Neogene Volcanism in the East Carpathians (Calimani-Curghiu-Hargitha Mts). Symp. Volcan. and Metallog. Guidebook Series, č. 12. Bucharest.
- ROZLOŽNÍK, L. et al. 1966: Záverečná správa výskumu hornín Štiavnického ostrova. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L. 1968: Fault tectonics of the Štiavnica horst. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L. 1969: Nové poznatky o štruktúre banskoštiavnicko-hodruškého rudného obvodu. Mineralia slov. I, č. 3—4. Spišská Nová Ves.
- ROZLOŽNÍK, L. 1970: Nálezová správa CU, Banská Hodruša-Uhliská. Manuscript archív GÚDŠ Bratislava.
- SLÁVIK, J. — ČVERČKO, J. — RUDINEC, R. 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava.
- SLÁVIK, J. — KONEČNÝ, V. 1972: Vzťahy tektoniky a subsekventného neovulkanizmu Západných Karpát. Geol. práce, Správy 59. Bratislava.
- SLÁVIK, J. — TÖZSER, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zborn., Geologica Carpathica XXIV, 1. Bratislava.
- SMIRNOV, V. I. 1965: Geologija poleznych iskopajemych. Izdat. „Nedra“. Moskva.
- ŠTOHL, J. 1969: Veková a štruktúrno-geologická pozícia šobovských kremencov. Geol. práce, Správy 50. Bratislava.
- VALACH, J. — KNEŠL, J. 1972: Rudné indície v pohorí Vtáčnik. Geol. prieskum, č. 5 Praha.
- VALACH, J. — KÚŠIK, R. 1974: Asociácia molybdenitu a fluoritu v neovulkanitoch Vtáčnika. Mineralia slov., 6. Spišská Nová Ves.
- VARČEK, C. 1968: Ore deposits of the West Carpathians. Inter. geolog. Cong. XXIII. Session, Guide to Excur. 24 AC. Prague.
- WILLIAMS, H. — McBIRNEY, A. R. 1968: Geologic and Geophysical Features of Calderas. Prog. report. NASA. Houston.

J. Štohl

Space and Age of the Pb-Zn-Cu-Au-Ag ore-forming processes in the Middle Slovakia Neovolcanites associated with the Central Carpathian Lineament

1. This paper is aimed at explaining volcano-tectonic, volcano-plutonic and metallogenetic history of the Central Carpathian Lineament which appears to be the principal ore-controlling factor of the Middle Slovakia Neovolcanic Region. It is dealt with the perspective zone of the first priority where

actually whole mineral potential of the Middle Slovakia Neovolcanic Region occurs. This lineament is pre-neovolcanic in age and likely even older (pre-Alpine). A number of workers paid an attention to its role in the structure of the West Central Carpathians (D. Andrusov 1926, D. Kubíny 1962, M. Maheľ (1963), in distribution of neovolcanic products (M. Kuthan 1963a) and its significance for metallogeny (M. Böhmer — J. Štohl 1968). Concerned deep-seated fault zone, as it is plotted in the tectonic map of V. Konečný — J. Šefara — L. Zbořil (1973) is approximately 25 kilometres wide with central axis running across the Kremnica horst, the Žiar basin, the Rudno-Brehy horst and the Čajkov depression (fig. 1).

The Central Carpathian Lineament is several times rejuvenated regional volcano-tectonic zone. During Neogene Period many volcanic eruption and ore-forming stages differing in space, age and composition took place along this fault zone.

2. M. Kuthan (1963b) divided volcanic events into several separate phases. The first attempt to differ the ore-forming processes into stages within the framework of age-space factors was postulated by M. Böhmer, J. Štohl (op. cit.).

The division of the mineralization into two separate stages (1) Pb-Zn-Cu Ag- and (2) Au-Ag-Sb (Hg-As) has been based upon the proved intravolcanic setting of rhyolite dyke in the Štiavnica ore district.

3. J. Lexa (1969) by recognising two types of rhyolite differing in age, in chemical composition and in Ar/K dating provided further support to the multistage development of the mineralization processes. Lower rhyolite so called „Hliník“ type (16. 2 m. y.) is the last differentiate of the andesite magma (andesite-dacite-rhyodacite and rhyolite). Base metal vein and metasomatic mineralization stage is bound to the post-volcanic period of this differentiation sequence. Hostrocks of veins are commonly above mentioned rock-types.

Upper rhyolites, the so called „Kremnica“ type (11. 2 m. y.) are genetically responsible for younger Au-Ag-Sb (Hg-As) mineralization stage.

4. The age of the skarn mineralization stage directly depends upon the age of diorite-granodiorite intrusions. Ar/K dating of granodiorite massif (average age of 16. 3 m. y. was indicated from five analyses), its petrochemical and petrological kinship to the intermediate andesite magma, geological and structural setting within volcanic apparatus clearly show co-magmatic origin of both (fig. 2).

Dykes, sills and stocks of dacite, rhyodacite and rhyolite intrude granodiorite massif thus indicating their relative age and also relationship between the skarn mineralization stage and the base metal vein and metasomatic mineralization stage. Skarns are older. The skarn mineralization mainly occurs along the northern margin of the Štiavnica-Hodruša ore district and genetically is associated with linear intrusion of diorite trending NWW-SEE. The ore is composed of magnetite, minor pyrite and base metal mineralization. The southern belt of skarn mineralization in the Zlatno area contains pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite and minor magnetite-galena and sphalerite. The origin is probably due to the intrusion of granodiorite porphyry. Recently discovered base metal skarn mineralization in the Rudno-Brehy-Pukanec ore district by A. Brlay (1973) seems to be older than rhyodacite dyke. Xenolith of this skarn had been enveloped within the dyke.

5. The mineralization of the Šobov hydroquartzite is regarded to be the first in the Štiavnica ore district. Its setting is connected with the Šobov fault. Dominant silica content is typical for the upper part of the ore body whereas the base metal content keeps increasing at deep levels.

Intrusions of propylitic pyroxene andesite porphyry (17.0 and 16.7 m. y.) are in time and space associated with the Šobov mineralization type. Dacite dykes are younger and usually intersect the Šobov silica bodies.

6. The succession of volcanic events and related ore-forming stages in the Štiavnica ore district is as follows:

A. *Pyroxene andesite porphyry* 16.7 m.y.

1. The Šobov mineralization stage of silica and minor Pb-Zn-Cu. Between 16.7 and 16.3 m. y.

B. *Diorite and diorite porphyry*

C. *Granodiorite, granodiorite porphyry and aplite*. Calculated age 16.3. m. y.

2. The skarn mineralization stage.

a) magnetite — pyrite substage

b) pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite substage

D. *Effusive-extrusive hornblende-biotite andesite*. 16.0 m. y.

E. *Dykes and sills of dacite, rhyodacite and rhyolite of the „Hliník“ type*

3. Vein and replacement base metal mineralization stage. 16.0—10.8 m.y.

F. *Upper pyroxene andesite which occurs off the ore zones*. 15.7 m.y.

G. *Upper rhyolite of the „Kremnica“ type*. They form extrusions, cumulodomes and dykes. 10.8 m. y.

4. Au-Ag-Sb (Hg-As) vein mineralization stage.

H. *Olivine basalt*

7. The Rudno — Brehy — Pukanec ore district occurs in the most southerly part of the Central Carpathian Lineament. It is structurally bound to the Rudno horst and the volcanic central zone associated with it. This ore district resembles in many details the Štiavnica ore district though it is much smaller. It contains similar mineral content of base metals with minor Au-Ag.

The presence of dacite-rhyodacite-rhyolites minor intrusions in both ore fields indicates possibly genetic association of the ore with andesite magmatic reservoirs.

Based upon similar mineralization and geological pattern simultaneous age for both districts is assumed.

8. The Nová Baňa — Kľakov ore district is the most westerly situated part of the Central Carpathians fault zone. It is about six to eight kilometres wide stretching between the Nová Baňa and Handlová townships. Considerable volcanic, tectonic and metallogenetic activity took place along it. In the south the Nová Baňa gold-silver ore deposit occurs in genetic association with the Upper Rhyolite phase. This mineralization is considered to be synchronous with that of the Kremnica Au-Ag ore district. Further to the north of the Nová Baňa deposit there are two interesting mineral occurrences: 1. the Župkov with tetradymite and 2. the Prochov with molybdenite-fluorite paragenesis. There are also a number of heavy mineral cinnabar anomalies.

In Handlová and Nováky hydrothermal veinlets of silica, calcite, pyrite and minor realgar and auripigment intersect the Upper Badenian to Sarma-

tian coal seams. (Age range from 15.0 to 13.5 m.y.) By this data the age of this mineralization is given. (< 13.5 m.y.) This also indicates the post-upper-rhyolite age of this mineralization similar to that of the Nová Baňa and the Kremnica.

9. The Kremnica Au-Ag-Sb ore district is associated with postvolcanic activity of the Upper Rhyolites (the „Kremnica“ type). Veins are situated within and controlled by rhyolite dykes.

10. For the Hg-As mineralization stage of the Vtáčnik Mts., the Malachov, the Tajov and the Čertov kopec — Kopernica an alternative explanation of the genesis and time might be inferred, similar to Hg-As deposit of the East Slovakia Neovolcanic Region and the ones of Transcarpathia. Here the Upper Pliocene age of this mineralization is assumed.

The epithermal nature of Hg-As minerals is responsible for the broad aureole of their occurrences which mostly are not present in the volcanic environment but rather occur in the Mesozoic and Paleogene sedimentary rocks.

It was suggested that basaltoid andesites which are younger than the Upper Rhyolite phase are in genetical relationship to the Hg-As mineralization stage. In the Transcarpathia such relationship has been proved.

11. The age division to the three principal mineralization stages distinctly coincides with their isotopic composition of the common lead. There are three isotopic fields observable in the diagram Pb^{206}/Pb^{207} versus Pb^{207}/Pb^{204} thus indicating the existence of three separate mineralization stages. (1. Skarn iron and base metal, 2. Vein and replacement base metal and 3. Vein gold-silver-antimony). The position of Hg-As is not yet properly cleared.

Translated by author

Jozef Beňka

Mineralogicko-paragenetické pomery rudných žíl ložiska Mlynky

19 tab. v texte, 2 fotogr. tab., anglické resumé

Abstract. Presented are results of mineralogical-geochemical research of the Mlynky ore district. The author gives description of minerals, identification by means of chemical, spectral, DTA and roentgenometrical analyses, by measuring some physical properties of minerals (microhardness, refraction index, density enthalpy. The author discusses spatial distribution of the minerals studied, and in most of them also microdistribution of trace elements.

Hydrotermálne ložisko Mlynky pozostáva z viacerých paralelných žíl lokalizovaných na južných svahoch vrchov Železiar, Viničiar a Veľkej Knoly, Ústrednou osou tohto žilného pásma je žila Filip, ktorá je vysledovaná od údolia rieky Hnilec až na južné svahy Veľkej Knoly. Jej dĺžka je približne 2—2,5 km, i keď jej východné pokračovanie nie je presne známe. Generálny smer žily je V—Z, v západnej časti sa však mierne stáča na JZ. Sklon žíl kolíše a je dosť strmý, približne 70° na J, v spodnejších horizontoch je miernejší. Mocnosti sú rozličné. V západnej časti od 14—16 m (L. Maderspach 1880, K. v. Papp 1919) východným smerom sa však mocnosti zmenšujú. Priemerná mocnosť je 3—4. Zmeraná úklonná hĺbka je 200—250 m. Prevažná časť Filip žily prebieha po tektonickom rozhraní karbónu a permu. Podložné žily ležia v bazálnych zlepenoch a pieskovcoch permu. Nadložné žily sú uložené v horninách karbónu, ktorý tu reprezentujú tmavé grafitické a chloritické bridlice, pieskovce, diabázy a diabázové tufty.

Mineralogický a geochemický výskum hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Mlyniek doteraz značne zaostával. O skromných znalostiach mineralógie svedčí i to, že minerálnym zložením žilnej výplne sa zaoberajú len práce starších autorov L. Maderspacha (1880), K. v. Pappa (1919) a práce J. Bartalského (1954), J. Hudáčka — J. Antaša (1964). Spomínané práce nie sú mineralogického charakteru a mineralógia sa tu uvádza len pri makroskopickom opisovaní žilnej výplne.

Minerálne zloženie študovaných žíl je pomerne pestré a pritom počet minerálov, ktorý sme zistili, nepovažujeme za úplný. Podrobné štúdium mineralogických pomerov bolo totiž v priebehu výskumu značne sťažené. Prevažná časť žíl bola už vyradená z prevádzky, a tak sme boli nútení zbierať materiál i z početných hald.

Nasledujúci opis minerálov sa opiera o podrobné štúdium žilnej výplne zo štôlní Cecílie, Jozef-Adolf a prístupných častí Ján I a II, spodnej štôlne Filip, Mrazovho a Hlbinného patra.

Opis minerálov

Siderit

Prevláda v rudnej výplni žíl a bol i hlavnou surovinou ťažby. Nakoľko je dôležitý pre vedecké skúmanie i pre praktické využitie, bola mu venovaná osobitná pozornosť a dosiahnuté výsledky sú zhrnuté v samostatnom článku (J. Beňka 1974). Preto sa v našom článku o siderite zmienime len veľmi stručne.

Vyskytujú sa tu tri generácie sideritu, z ktorých prvá prevažuje nad ďalšími dvoma. Siderit I býva spravidla hrubozrnný, klence dosahujú veľkosť niekoľko cm. Drobnozrnné agregáty sú lokalizované obyčajne v tektonicky namáhaných miestach a sú na ňom stopy mechanickej deštrukcie. Tvoria podstatnú zložku minerálov sideritovej periódy.

Siderit II je vzácny a tvorí obyčajne drobnozrnné agregáty, vyplňujúce menšie žilky o mocnosti 1–2 cm.

Siderit III sa nám podarilo identifikovať len mimo vlastnej žily v menších žilkách štôlne Cecílie. Žilky sú monominerálne a siderit sa zdá byť veľmi čistý, bez pigmentácie. Mocnosť dosahuje maximálne 1 cm.

Osobitnou formou sideritu sú drobné idiomorfne klence, narastené v menších dutinách alebo puklinách.

Kremeň

Po siderite je to najrozšírenejší žilný minerál a značne znehodnocuje siderit. V študovaných žilách je približne 15–20 % kremeňa. Vo veľkom množstve sa vyskytuje vo východných častiach pod Veľkou Knolou, a to najmä v miestach, kde je sulfidické zrudnenie. Jeho prítomnosť spolu so sulfidmi je zjavná hlavne v západnej časti žily Filip, kde je kremeňa menej, ale pri zvýšenej koncentrácii sulfidov vytvára i značné akumulácie. Smerom do hĺbky i v smere vykliňovania žíl kremeňa značne pribúda.

Kremeň našiel uplatnenie vo všetkých periódach a je vyvinutý vo viacerých

generáciách. Buď vystupuje s fuchsitom, sulfidmi, turmalínom, prípadne i samostatne, keď tvorí monominerálne žilky alebo masívne bloky (južne od kóty Cyriacká). V mnohých prípadoch je asociácia minerálov jediným možným kritériom, ako môžeme jednotlivé generácie spoľahlivo rozlíšiť.

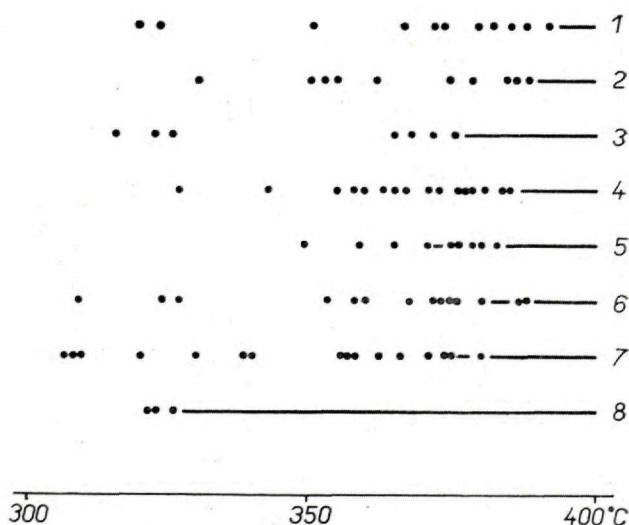
Najstarší kremeň I sa spravidla vyskytuje na okraji žíl, prípadne tvorí samostatné mohutné bloky, ktoré sú často tektonicky podrvené a znova stmele-
né mladšími minerálmi. V niektorých častiach (pri kóte Cyriacká) je poznačený tektonickými deformáciami, ktoré zodpovedajú AC puklinám smeru S—J. Presvedčivejší dôkaz kremeňa I nám dokumentuje jemne rozptýlený fuchsit ktorý sfarbuje kremeň na typickú hráškovozelenú farbu. V tomto kremeňi sa miestami vyskytuje i jemnozrnný pyrit a veľmi zriedkavo magnetit.

Kremeň II je pomerne čistý. Tvorí rôzne žilky, obyčajne pri okrajoch sideritových žíl. Je strednozrnný, niekedy tvorí veľké jedince. Má mliečnobiely farebný odtieň.

Dekrepitogramy kremeňa
Decrepitograms for quartz

Tab. 1

- 1—16 štólna Ján I,
Mlynky
- 2—26 jz od Veľkej
Knoly 1265,6
- 3—65 Mrazovo patro,
západ
- 4—58 z. od kóty 849,8
cesta Hnilec—Hnilčík
- 5—160 kóta Cyriacká
- 6—69 hlbinné patro,
východ
- 7—57 j. od kóty Cy-
riacká 1062,4
- 8—28 ssv. od kóty
1017,0, halda



Kremeň III sa nevyskytuje v takom veľkom množstve, ale nachádzame ho pomerne často popri turmalíne, sericite alebo chlorite, kedy ho môžeme bezpečne identifikovať.

Kremeň IV tvorí rôzne žilky lokálne i väčšej mocnosti a tiež slúži ako tmel v staršej rozdrtenej rudnej výplni.

Dekrepitačné teploty kremeňov, okrem jedného prípadu, majú len veľmi malý rozptyl teplotného rozmedzia a pohybujú sa v intervale od 370°C do 390°C. Len jedna vzorka má extrémne nízke hodnoty. Počiatok masového

rozpadu kvapalných uzavrení u tejto vzorky sme zaznamenali pri teplote asi 330 °C, čo je v porovnaní s predchádzajúcimi údajmi predsa len veľký rozdiel. Predpokladáme, že uvedená vzorka patrí ku kremeňu, ktorý sa vylučoval v posledných fázach kryštalizácie sulfidickej periódy. Makroskopicky viditeľná asociácia minerálov tento predpoklad potvrdzuje, pretože uvedený kremeň obsahuje veľké množstvo sulfidických minerálov.

Všetky dekrepitačné analýzy robil na autoregistračnom dekrepitačnom prístroji K. Eliáš v laboratóriu GÚDŠ. Navážka vzorky bola približne 2 g o zrnitostnej frakcii 0,5–1,5 mm. Rýchlosť zahrievania 10–15 °C/min. Body na grafických záznamoch charakterizujú ojedinelé rozpady kvapalných uzavrení a súvislú čiaru spôsobuje masový rozpad.

■	100%-10%
■	10%-1%
●	1%-0,1%
●	0,1%-0,01%
○	0,01%-0,001%
-	0,001%-0,0001%

Kvalitatívne spektrálne analýzy kremeňov
Qualitative spectral analyses of quartz

Tab. 2

Č. VZ.	LOKALITA	Č. A	Ag	Al	Ba	Ca	Co	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Nb	Ni	Si	Sr	V	Zn
17	OSKAR ŠT. HALDA	341	-	●	-	■	-	○	●	○	●	○	○	○	-	-	○	
62	FILIP ŽILA SPODNÁ	342	-	●	-	-	-	○	○	-	○	○	○	○	-	-	-	
24	CYRIACKA POD CESTOU	343	-	○	-	○	○	○	○	-	○	○	○	○	○			○

Obr. 1
Legenda k spektrálnym analýzám
Legend of spectral analyses

Chemizmus kremeňa je vcelku veľmi jednoduchý a množstvo stopových prvkov zachytených analýzou je ovplyvnené mechanickými prímiesami z prostredia, v ktorom kremeň vykryštalizoval. Kremeň v blízkosti dolomitu obsahuje prvky, ktoré prináležia tomuto minerálu (Ca, Mg, Fe, Mn atď.). Pomerne najčistejší je kremeň lokalizovaný vo veľkých nepravidelných hniezdach v siderite. Sulfidický kremeň má zas prvky prináležiace sulfidickým minerálom. Všetky zachytené prvky sa viažu prevažne na submikroskopické mechanické prímiesi.

Všetky kvantitatívne a kvalitatívne spektrálne analýzy vyhotovil v laboratóriu GÚDŠ v Bratislave G. Kupčo a J. Cubínek na spektrografe Hilger E-492 pre rozsah 2500–3500 Å a ISP-51 pre rozsah 3500–6000 Å s použitím uhlíkov Elektrokabón Topoľčany SU-103. Meranie intenzity černania čiar spektrogramov pre kvantitu sa robilo pomocou Zeissovho mikrofotometru. Vnútorňý štandard In a Pd. Báza bola pripravená s Fe₂O₃ a CuO v pomere 1 : 1. Podmienky budenia spektier boli štandardné. Legenda pre semikvantitatívny odhad zastúpenia prvkov je na obr. 1.

Fe-dolomit

Chemizmom zodpovedá dolomitickému ankeritu, prípadne správnejšie, železnatému dolomitu. V študovaných žilách je druhým najbohatšie zastúpeným karbonátom. Je veľmi nepravidelne rozmiestnený. Veľké koncentrácie nachádzame lokálne v západnej časti žily Filip, a to najmä v spodnejších častiach, ďalej východným smerom v Jánových štôlnach, v Malej Havranej doline a pod Veľkou Knolou.

Makroskopicky Fe-dolomit tvorí zvyčajne žilky, miestami sa z nich vytvárajú šošovky, ktoré nedosahujú väčšie rozmery ako 10–25 cm. Tieto žily prenikajú najčastejšie medzi sideritom a okolitou horninou, zriedkavejšie prenikajú cez siderit, prípadne kremeň. Je pomerne čistý a len prípadný tmavý pigment v intergranulárnych priestoroch ho sfarbuje do šeda.

V žilách ho nachádzame v dvoch generáciách. Fe-dolomit I asociuje obyčajne so sideritom I, ale lokálne tvorí i rýdzo Fe-dolomitovú výplň. Fe-dolomit I veľmi intenzívne zatláča siderit pozdĺž štiepných puklín. Málokedy je zatlačaný sulfidmi, tento vzťah sa dá sledovať len vo východných častiach na malých žilkách.

Fe-dolomit II je pomerne vzácny a väčšinou vyplňuje drobné trhlinky v staršej karbonátovej alebo sulfidickej výplni.

Pre presnejšiu identifikáciu Fe-dolomitu bola u šiestich vzoriek stanovená hustota a variačnou metódou boli zisťované niektoré optické konštanty. Všetky merania boli urobené na Fe-dolomite I.

Hustoty a indexy lomu a dvojlomu Fe-dolomitov
Densities and indexes of refraction and birefringence Fe-dolomites

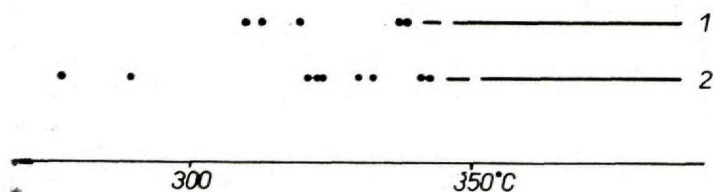
Tab. 3

čís. vz.	ε	ε'	ω	$\varepsilon - \omega$	hustota
120	1,531	1,621	1,723	0,192	3,058
118	1,532	1,620	1,723	0,190	3,052
17	1,532	1,618	1,719	0,186	3,055
76	1,524	1,608	1,705	0,181	3,023

Hustoty, ktoré sme sledovali, sa mierne zvyšujú, a to priamoúmerne so zvyšovaním obsahu FeO na úkor MgO. Obdobná závislosť existuje i medzi hustotou a indexom lomu. So zvyšovaním hodnoty hustoty sa nám zvyšuje i hodnota indexov lomu. Uvedené údaje spolu s výsledkami chemických a RTG analýz dobre zapadajú do rozmedzia udávaného pre Fe-dolomit.

Výsledky merania dekrepitačnej teploty hrubozrnných dolomitov zo žíl východne od Malej Havranej doliny sú temer zhodné s výsledkami merania

sideritov. Počiatok masového roztrhávania kvapalných uzavrenín je registrované pri 340 °C — 350 °C. Ojedinelé záznamy pred počiatkom vlastnej dekrepitácie sú v porovnaní so sideritom chudobnejšie, teda i mechanické znečistenie je menšie. Analyzovaný dolomit bol odobraný hlavne z asociácie sideritu, kremeňa, menej zo sulfidickej výplne.



Tab. 4

Dekrepitogramy Fe-dolomitov
Decremitograms of Fe-dolomites
1—134 j. od kóty 1232,0 — halda
2—132 štóľňa Karol

Mikrochemizmus Fe-dolomitov nie je pestrý. Ako základné prvky vystupujú Ca, Fe, Mg, C a O, k izominerálnym počítame Mn a väčšiu časť Sr a Ni.

Prvky Ag, Cu, Ni podľa F. Nováka (1960) môžu byť diadochne viazané na základné komponenty Fe-dolomitu, pretože väčšina z nich sa nachádza v podobných koncentráciách i v ostatných lokalitách Spišsko-gemerského rudohoria. Ni podobne ako v siderite je i v dolomite viazaný na izomorfné zastupovanie sa so železom. S klesajúcou tendenciou obsahu Fe v karbonátoch klesajú i obsahy Ni (J. H. Bernard 1961). Za izominerálne môžeme považovať Sr, pretože v žiadnom prípade neprichádzal do úvahy ako heterogenita z iného minerálu, ba nachádza sa len veľmi vzácne. Prvky Al, Si, Li, Co, Na, zaraďujeme ako heterogenity.

Kvalitatívne spektrálne analýzy Fe-dolomitov
Qualitative spectral analyses of Fe-dolomites

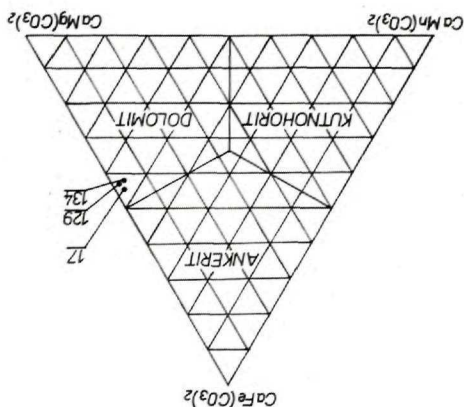
Tab. 5

Č. VZ.	LOKALITA	Č. A	Ag	Al	Ba	Ca	Co	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Na	Ni	Si	Sr
132	KAROL ŠT.	1040	○	○	-	○	-	-	■	●	○	○	○	○	○	○
134	MLYNKY, JV.V. KNOLY	1056	○	○	-	○	○	-	■	●	○	○	○	○	○	-
129	JOZEF-ADOLF ŠT.	1057	○	○	-	○	○	-	■	●	○	○	○	○	○	-
136	VINIČIAR	1058	○	○	-	-	-	-	■	●	○	○	○	○	○	○
126	MLYNKY PINGA	1059	○	○	-	○	-	-	■	●	○	○	○	○	○	○
63	MEDZIPATRO FILIPKA V.	383	-	○	-	○	-	-	■	●	○	-	-	○	○	○

Ako vyplýva z kvantitatívnych analýz, Fe-dolomity sa vyznačujú pomerne stálymi obsahmi CaO (26,00—27,26), menším obsahom MgO v rozmedzí od 10—12 % a kolísavým, ale dosť vysokým obsahom FeO 12,84—16,78 %. MnO sa na obsahu podieľa približne 1 %. Chemizmus študovaných Fe-dolomitov v zmysle klasifikácie podvojných karbonátov A. N. Winchela (1951)

signalizuje Fe-dolomity bohaté na železo, ktoré sú svojím chemickým zložením prakticky na hranici medzi ankeritom a Fe-dolomitom.

Ako vidno z priloženého ternárneho diagramu, ktorý vyjadruje izomorfný systém ankerit — kutnohorit — dolomit, všetky študované karbonáty spadajú do poľa, ktoré zodpovedá dolomitu s vysokým obsahom Fe a malým izomorfným podielom Mn. Ankerity sa nám nepodarilo identifikovať, i keď sa vyskytujú v lokalitách sv. od študovaných žíl.



Ternárny diagram Fe-dolomitov
Ternary diagram of Fe-dolomites Tab. 6

Kvantitatívne chemické analýzy Fe-dolomitov
Quantitative chemical analyses of Fe-dolomites

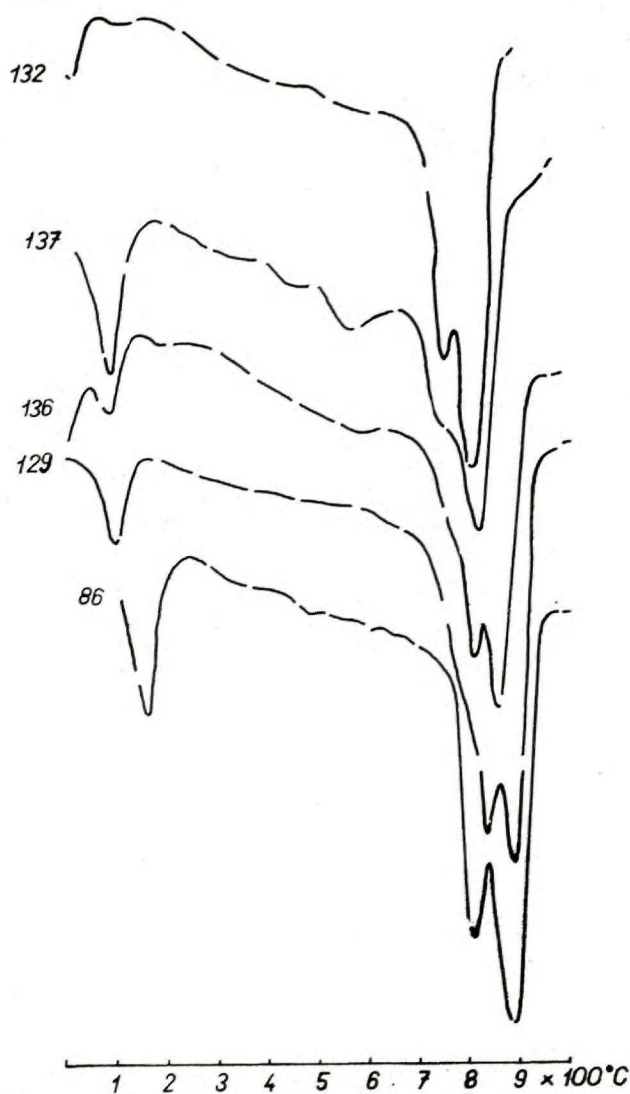
Tab. 7

lokality	č. vz.	FeO	MgO	MnO	CaO	CO ₂	N. zb.	spolu
Veľká Havrania dolina	17	16,78	12,10	0,78	26,46	44,07	—	100,19
Jozef-Adolf štólňa	129/a	12,84	10,44	1,26	26,00	40,19	7,08	97,81
JV k. 1232,0	134	13,02	11,58	1,09	27,26	42,38	2,24	97,57

Kryštalochemické vzorce Fe-dolomitov

Veľká Havrania dolina	vz. 17	$Ca_{0,93}(Mg_{0,59}Fe_{0,46}Mn_{0,02})_{1,0}(CO_3)_2$
Jozef-Adolf štólňa	vz. 129/a	$Ca_{1,01}(Mg_{0,56}Fe_{0,39}Mn_{0,06/0,99})(CO_3)_2$
JV k. 1232,0	vz. 134	$Ca_{1,00}(Mg_{0,59}Fe_{0,38}Mn_{0,03/1,00})(CO_3)_2$

Termogramy Fe-dolomitov sú zhodné alebo približne zhodné s literárnymi údajmi pre dolomit. S výnimkou dvoch prípadov analyzované vzorky prejavili zdvojenú endotermnú reakciu s vrcholmi približne pri 790 °C — 890 °C, ktoré zodpovedajú disociácii MgCO₃ a CaCO₃.



Chalkopyrit

Je jedným z najrozšírenejších sulfidických minerálov nielen v ložisku Mlynky, ale i v celom Spiško-gemerskom rudohorí. Už v dávnej minulosti bola táto Cu ruda jedným z najvyhľadavanejších minerálov. Nakoľko sa v žilách vyskytoval v značnom množstve, i keď nerovnomerne, predurčoval výhodné podmienky komplexného štúdia. Výsledky tohto štúdia sú zhrnuté v samostatnom článku (J. Beňka 1974 v tlači).

Pyrit

V žilách sa vyskytuje pomerne vo veľkom množstve, jeho koncentrácie sú však nepravidelné. Miestami tvorí i veľké nahromadeniny. Väčšinou sa vyskytuje vo forme kryštalických agregátov, v ktorých jednotlivé zrná sú kryštalograficky obmedzené vo forme pentagonálneho dodekaedru alebo častejšie hexaedru. Zrná vo väčších hniezdach sú veľmi nepravidelne obmedzené plochami viacerých individuí. Agregáty, ktoré dosahujú veľkosť 10–20 cm, sú nesúdržné a takéto zhľuky sú vyplnené monominerálnou výplňou. Často sa vyskytujú idiomorfne kryštaly, nachádzajúce sa obyčajne na styku chalkopyritu a tetraedritu so sideritom. Veľkosť zŕn dosahuje 2–3 mm, niekedy nachádzame i 1–2 cm metakryštaly, lokalizované do tesnej blízkosti žíl v horninách. Pomerne často v idiomorfne vyvinutých individuách je viditeľná intenzívna katakláza, prejavujúca sa drobnými puklinami, ktoré sú vyhojené mladším chalkopyritom a tetraedritom. Lokálne nachádzame prípady zonálneho zatlačovania pyritu chalkopyritom.

Pyrit v žilách patrí k viacerým generáciám. Pyrit I vo fuchsitovom kmeni je charakteristický svojím kryštalickým tvarom — hexaedrom a len miestami sa nachádza vo forme agregátu. Veľkosť zŕn sa pohybuje na hranici 1 mm. V porovnaní s pyritom sulfidickej periódy nebadáme žiadne účinky kataklázy.

Pyrit II nachádzame len v podobe malých hexaedrov alebo vo forme drobných zrníčok zarastených v turmalíne a v kmeni turmalínovej periódy. Vyskytujú sa pomerne vzácne a lokálne vystupujúce jednotlivé kryštaly nesú znaky slabého zatlačovania.

Pyrit III sa v žilách nachádza v najväčšom množstve. Je charakteristický idiomorfným vývojom a agregátmi, ktoré sú na hraniciach chalkopyritu a sideritu. Študované agregáty sú veľmi jemnozrnné a makroskopicky pripomínajú skôr „koloídnú“ štruktúru. V takom istom množstve sa vyskytujú i individuá pentagonálne dodekaedrického habitu. Najčastejšie majú mikroskopické rozmery, zriedkavejšie tvoria väčšie agregáty. Hexaedrický tvar zŕn majú len jednotlivé kryštaly či už v siderite, alebo v chalkopyrite. Pyrit III je dokázateľne starší ako chalkopyrit a tetraedrit, ktoré ho prenikajú po puklinách. Nie sú zriedkavosťou drobné relikt pyritu v chalkopyrite alebo tetraedrite.

Pyrit IV je veľmi vzácny. Nachádza sa vo forme mikroskopických kryštálikov pyritu obrubujúcich dutiny alebo zrná chalkopyritu.

Namerané hodnoty mikrotvrdomosti pyritov poukazujú na veľký rozptyl. Štúdiu sme podrobili asi 25 nábrusov, u ktorých kvantitatívne zastúpenie pyritu bolo pre uvedené merania priaznivé. Tak boli preštudované pyrity prvej a tretej generácie v asociácii s kremeňom, karbonátmi, ale i so sulfidmi. Dosiahnuté hodnoty mikrotvrdomosti sa pohybujú v rozmedzí od 1140–1499 kg/mm². Aritmetický priemer všetkých meraní sa rovná 1332,58 kg/mm².

Najvyššie hodnoty mikrotvrdostí sme zaznamenali u pyritov asociujúcich s kremeňom. Ich hodnoty kolíšu v rozmedzí od 1439—1499 kg/mm². Pyrity asociujúce so sulfidmi sa vyznačujú tiež vysokými hodnotami tvrdosti, len ich rozptyl sa pohybuje od 1302—1433 kg/mm². Relatívne najnižšie hodnoty sme zaregistrovali u pyritov nachádzajúcich sa v horninách v tesnej blízkosti žily a v agregátoch tvoriacich rôzne červíkovité agregáty. Ich hodnoty sa pohybujú pod 1300 kg/mm².

Mikrotvrdosti u pyritov sa vyznačujú značne širokým intervalom, na čo poukazovali i iní autori. S. I. Lebedeva (1961) uvádza interval od 1144—1374 kg/mm², J. Králik — J. Polický (1961), M. Haber (1965) dokonca 1002—1668 kg/mm². Uvedení autori pri svojom štúdiu sledovali i závislosť mikrotvrdostí na termalite, za ktorej pyrity vznikali a zistili, že mikrotvrdosť stúpa u pyritov z vysokotermálnych ložísk.

Kvalitatívne spektrálne analýzy pyritov
Qualitative spectral analyses of pyrites

Tab. 9

Č. VZ.	LOKALITA	Č. A.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Co	Cu	Fe	Na	Ni	Mg	Mn	Mol	Li	Pb	Sb	Si	Sr	Zn
24	HALDY POD CYRIACKOU	1072	—	○	●		○	●	●	■	—	○	○	—					●	—	
26	JZ. V KNOLY 1265.6	1073	—	○	●		○	●	■	■	—	○	○	—					●	—	
60	MHD. PRI LOME	1238	—	○	●		○	○	○	○	—	○	—	—			○				○
158	JÁNOVA ŠT. I.	1818	○	●	●	—		●	■	■	—	○	○	—	—		○	■	■	—	●
62	FILIP Ž SPODNA -Z.	358	○	○	○	○	○	○	■	■	—	○	○	○	—	—	○	○	■	—	○
63	MEDZIPATRO POD FILIP-V	360	○	○	○	○	○	○	■	■	—	○	○	○	—	○	○	○	■	—	○
67	MRAZOVO PATRO B-29/1	362	—	○	○			○	○	○	—	○	○	○	—				■	—	
61	M. HAVRAN DOL. V=900m	359	○	○	○	—	○	○	○	○	—	○	○	○	—	○	○	○	■	—	○
26a	JZ. V KNOLY 900m	361	—	○				○	○	○	—	○	○	○	—				●	—	

Mikrochemizmus študovaného materiálu vykazuje veľké zastúpenie prvkov, keď však eliminujeme prvky viazané na heterogénne prímеси (kremeňa, silikátov, karbonátov a iných minerálov), teda litofilné prvky Al, Ba, Li, Na, Mg, Sr, časť Mn a heterogénne prímеси zo sulfidov Ag, As, Bi, Cu, Pb, Sb, zostane nám len torzo prvkov, zúčastňujúcich sa na stavbe mriežky. Okrem podstatného množstva Fe a S sa v mriežke pyritu nachádza i menšie množstvo As, stopové Ni a Co, Mn a Zn, ktorých väzbu v pyrite je podľa detailnejších výskumov F. Hegemana (1941) dosť ťažko dokázať. Podľa jeho názoru Mn ani Zn nemôže byť v pyrite prítomné izomorfne, i keď majú podobné iónové polomery i podobné mriežky. Chýbajúca izomorfia je podmienená rozdielnosťami v spôsobe kryštálovej väzby. P. Ramdohr (1960) považuje prvky Ni, Co, Ag za heterogenity. Zdá sa nám však, že hoci tieto minerály neobsahujú spomínané prvky, ich priebežný výskyt v analýzach nám umožňuje domnievať sa, že časť z nich by mohla byť viazaná v pyritoch i izomimerálne. C. Varček (1959) považuje Ni, Co, Ag a As tiež za prvky typické v rožňavských pyritoch.

Na základe kvantitatívnych analýz Ni a Co sú prítomné vo všetkých analyzovaných vzorkách a v súlade s údajmi excerptovanými z literatúry (M. Fleischer 1955, J. Jarkovský 1965, B. Cambel — J. Jarkovský 1966) prináležia k obvyklým izomorfným prímiesiam. Obidva prvky v mriežke pyritu zastupujú atómy železa, najmä vzhľadom na veľkú príbuznosť chemických a fyzikálnych vlastností.

Kvantitatívne spektrálne analýzy pyritov v g/s
Quantitative spectral analyses of pyrites

Tab. 10

Čís. vzor.	lokalita	Čís. anal.	Ag	Bi	Co	Cu	Mn	Ni	Pb	Sn	Ti	Zn
1. 163	Jozef-Adolf štólňa	387	st.	—	114	1000	22	354	—	st.	st.	—
2. 164	Nová štólňa — Malá Havrania dolina	465	—	—	1000	158	27	1000	—	—	—	—
3. 26	JZ kóta 1 265,6 m asi 900 m v dolinke	388	—	—	199	1000	—	117	—	—	—	—
4. 24	Cyriacka k. 1062,4 pri ceste	462	—	—	155	1000	—	138	—	—	—	—

Obsahy Ni sa pohybujú v rozmedzí od tisícín do stotiny %, len v jednom prípade sme zaznamenali vyššiu hodnotu. Obsah Co sa veľmi nemení a pohybuje sa od 0,01 do 0,07 %, výnimočne až desatiny %.

Meď je viazaná na heterogenitu zo sulfidov (M. Fleischer 1955, P. Ramdohr 1960).

Pozoruhodný je veľmi nepravidelný výskyt arzenu. Jeho obsah je veľmi variabilný a pohybuje sa v rozmedzí od nestanoviteľných koncentrácií po hodnoty približne niekoľko desiatín %. Podľa viacerých literárnych údajov (P. Ramdohr 1960, M. Fleischer 1955, K. Hoenne 1952) As je jedným z typických prvkov v pyrite. Za najpravdepodobnejšie sa nám zdá, že istá časť pochádza z heterogenít arzenopyritu. Arzenopyrit sa v žilách vyskytuje síce pomerne vzácne, ale jeho mikroskopické koncentrácie môžu spôsobiť obsahové diferencie, ako to vidíme v tabuľke.

Obsahy Ag a Mn sú mizivé a nepresvedčivé. P. Ramdohr (1960) ich považuje väčšinou za heterogénne.

Ostatné prvky pochádzajú z heterogenít. Dokumentuje to i nestále obsahové zastúpenie a zároveň charakteristické asociácie prvkov, ktoré sa viažu na určité minerály. So zvýšeným obsahom Cu sa zvyšujú obsahy Sb a Zn, ktoré u iných vzoriek vôbec neboli zaznamenané. Podobne sa zákonite zvýšil obsah Ag a Pb. Pyrity v týchto miestach asociovali s tetraedritom a s chalkopyritom, v ktorých sa uvedené prvky vyskytujú v značnej miere.

Hematit

V ložiskách sa vyskytuje vo forme spekularity, ktorá je veľmi charakteristická pre študované žily. Jeho koncentrácia je dosť variabilná. V najväčšom množstve sa vyskytuje v haldách Klement štólne, kde hematitové žilky, usudzujúc podľa úlomkov, dosahovali mocnosť 10–20 cm. Na iných miestach vytvára len malé nepravidelné žilky, šošovky a hniezda. Vcelku možno povedať, že sa koncentruje prevažne vo východných kremitejších podpovrchových častiach žíl, lokalizovaných východne od Malej Havranej doliny na svahoch Veľkej Knoly. Priamo v bani sme ho pozorovali na Mrazovom patre v Jáno-vých štólnach a v štólne Jozef-Adolf, kde sa zvyčajne nachádza v asociácii s Fe-dolomitom.

Kvalitatívne spektrálne analýzy hematitov
Qualitative spectral analyses of hematites

Tab. 11

Č. VZ.	LOKALITA	Č. A.	As	Al	Ba	Ce	Cr	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Na	Ni	Si	Sr	Tl	V
66	MRAZOVO PATRO B 29/1	380	-	⊙	⊙	⊙	-	-	⊙	⊙	⊙	-	-	⊙	-	⊙	⊙	⊙
67	MRAZOVO PATRO B 29/1	377	-	-	-	-	⊙	-	-	-	⊙	-	-	⊙	-	-	⊙	⊙
17	OSKAR ŠT.	390	⊙	-	-	-	-	-	⊙	⊙	⊙	-	-	⊙	-	-	⊙	⊙
69	HLBINNÉ PATRO	373	⊙	-	-	-	-	-	⊙	⊙	⊙	-	-	⊙	-	-	⊙	⊙
71	HLBINNÉ PATRO 34 B	379	⊙	⊙	-	-	-	-	⊙	⊙	⊙	-	-	⊙	-	-	⊙	⊙
26	JZ V. KNOLY 12656	378	⊙	⊙	-	-	-	-	⊙	⊙	⊙	-	-	⊙	-	-	⊙	⊙
27	JZ V. KNOLY 12656 v=750m	376	⊙	⊙	-	-	-	-	⊙	⊙	⊙	-	-	⊙	-	-	⊙	⊙

Kvantitatívne chemické analýzy hematitu
Quantitative chemical analyses of hematites

	čís. vz. 25	čís. vz. 27
Fe ₂ O ₃	90,79	90,24
FeO	0,78	2,26
MnO	st.	0,07
V ₂ O ₅	0,022	0,00
SiO ₂	5,32	2,19
nerozp. zvyšok	0,00	5,39
spolu	96,912	100,15

Hematit v podpovrchových častiach spravidla vytvára hrubošupinkovité kryštály i agregáty zarastené v kremeň, ktoré spoločne prenikajú staršou sideritovou rudnou výplňou. Jednotlivé lišty hematitu dosahujú maximálne veľkosť 4–6 cm, mocnosť lišt je asi 2–3 mm. Lupeňovitý tvar kryštálov, niekde i nepravidelne roztrhaných, spôsobuje značné ťažkosti pri stanovení sukcesie, najmä voči mladším minerálom. Vzťah k sideritu je známy, keď v doprovode kremeňa karbonáty preniká. Pomer hematitu k mladším minerálom

lom (chalkopyrit, tetraedrit) sa však nedá vždy jednoznačne definovať. Iba v niekoľkých nábrusoch boli malé trhlínky v hematite zacementované chalkopyritom a mladšími sulfidmi. Na iných miestach sa vo veľmi vzácnych prípadoch zdalo, že spekularit pretína chalkopyritovú masu, čo nás zvädzalo k úvahe, že môže byť i mladší ako chalkopyrit. Avšak z celkového mikroskopického štúdia a štúdia makrotextúr zisťujeme, že hematit sa vylučoval pred sulfidmi.

Chemické složenie hematitu je ovplyvňované formou jeho výskytu, ktoré môže pri nedostatočnej separácii, ovplyvniť obsah heterogenit, ukrytých medzi jednotlivými lištami hematitu. Tým si môžeme vysvetliť i pomerne veľké množstvo, ktoré prináleží ku kremeňu, karbonátom a ostatným žilným minerálom. Ak vylúčime tieto znečisťujúce prímеси, môžeme konštatovať, že v hematitoch nachádzame len veľmi málo prvkov, ktoré sa môžu zastupovať v mriežke. Podľa F. Hegemana — F. Albrechta (1955) v hematitoch sa môžu izomorfne s Fe^{+3} zastupovať prvky Ti, V, menej Mn, Mg, Al, Co, Ni a Cr. Ostatné prvky považujú za heterogénne prímеси.

Medzi najzaujímavejšie mikroelementy patria Al, Mg, Mn, Ti a V. Vystupovanie ostatných prvkov je nepravidelné. Jedným z najlepšie preštudovaných mikroelementov je Ti, ktorý môže v hematitoch izomorfne zastupovať katióny železa. Nedostatok Ti minerálov, ktoré by mohli ovplyvniť obsahy Ti, nás nútia uvažovať, že Ti v hematitoch je izomorfný. Izomorfia medzi uvedenými dvomi minerálmi je umožnená najmä rovnakým typom mriežky (E. Mecháček 1963) a tiež blízkosťou iónových polomerov Fe^{+3} a Ti^{+4} . Ako uvádza V. V. Ščerbina (1939), ide tu o heterovalentnú izomorfiu. Obsahy Ti v hematitoch sa pohybujú od najnižších hodnôt po stotinu %.

O niečo menšie zastúpenie má V. Verne sleduje Ti, či už z hľadiska obsahu alebo geochemických vlastností. V je v hematite prítomný ako izomorfná prímесь v štvormocnej alebo päťmocnej forme, pretože ako uvádza V. V. Ščerbina (1939), trojmocný V v prítomnosti trojmocného Fe oxiduje na štvormocný alebo päťmocný V. Obsahy V sa líšia len o tisíciny %. Mangán má v hematite nejasné postavenie. Obsahy Mn sú konštantné a neprejavujú žiadne prípadné priestorové zmeny. Obsahy Cr sú variabilné a nízke. Al má veľmi nepravidelné zastúpenie a hoci jeho obsah nie je vyšší ako desatina %, zdá sa nám, že značná časť prináleží k anizomineráliám. E. Machatschki (1953) síce uvažuje o izomorfii medzi Al^{+3} a Fe^{+3} vzhľadom na ich blízke iónové polomery a rovnaký typ mriežky, ale A. G. Betehtin (1955) zasa uvádza, že Al sa môže v hematitoch vyskytovať len ako heterogénna prímесь. Podobným spôsobom možno interpretovať i postavenie Mg. Jeho obsah je opäť variabilný a pohybuje sa od najmenších hodnôt po desatinu %.

Anizominerálne prvky Ag, Cu, Ba, Sr, časť Si, Ca, Mg, Mn považujeme za heterogenity žilných minerálov. Časť Al, Si, Li, Na, patrí k minerálom, z ktorých je vytvorená okolitá hornina.

Obsah TiO_2 nebol stanovený pre malé množstvo separovaného materiálu. Môžeme však predpokladať, že hodnoty zachytené v spektrálnej analýze by sa prejavili i v chemickej analýze.

Tetraedrit

V porovnaní s chalkopyritom je to pomerne vzácny minerál, hoci sa vyskytuje vždy v jeho prítomnosti. Jeho kvantitatívne zastúpenie sa v jednotlivých štôlnach mení. Je len málo miest, kde ho možno študovať makroskopicky, prípadne vybrať vzorku pre detailnejšie štúdium. Tetraedrity bývajú prevažne spolu s kremeňom a chalkopyritom zarastené v siderite, kde často tvoria nepravidelné žilky, alebo vo vzácných prípadoch, ako sme zistili v Mrazovom patre a v štôlni Cecília, i hniezda nepresahujúce veľkosť 4–5 cm. Najčistejší, bez škodlivých prímies ďalších sulfidov sa nachádza v Mrazovom patre. V Malej Havranej doline je značne znečistený drobnými zrnami arzenopyritu. Veľmi čistá je asi 1 cm žilka tetraedritu zo štôlni Ján II. V ostatných častiach mlynskeho ložiska sa tetraedrit nachádza vždy len ako prímes v chalkopyrite, kde tvorí len menšie inklúzie alebo malé nepravidelné žilky, voľným okom ťažko postrehnuteľné. Väčšie akumulácie sú vzácne.

Kvalitatívne spektrálne analýzy tetraedritov
Qualitative spectral analyses of tetrahedrites

Tab. 12

Č. V. Z.	LOKALITA	Č. A.	Ag	Al	As	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cu	Fe	Hg	Li	Mg	Mn	Pb	Na	Ni	Sb	Si	Ti	Zn
67	MRAZOVO PATRO B 29/1	1044	●	○	■	-	■	-	○	○	■	■	-	-	-	-	○	○	-	■	■	○	■
53	J - b- VINICIAR - HALDA	389	○	○	●	●	■	■	○	■	■	■	-	○	○	-	-	○	○	■	■	■	●
67a	MRAZOVO PATRO B 29/1	388	○	○	○	○	●	■	○	■	■	■	○	-	-	-	-	-	-	■	■	■	■

Mikroskopicky tetraedritové žilky prenikajú cez staršiu výplň, alebo ju obklopujú a spravidla zatláčajú. Bežne nachádzame príklady, ako metasomaticky zatláča siderit, kremeň, pyrit I, pyrit II a arzenopyrit. Lokálne môžeme z pyritu a arzenopyritu v tetraedrite sledovať len reliktu pôvodných zrn. Je vždy mladší ako tieto minerály. Problematická je iba otázka vyjasnenia sukcesie medzi chalkopyritom a tetraedritom, pretože oba obsahujú inklúzie druhého minerálu, ba lokálne i chalkopyritové vlasovité žilky prenikajú cez tetraedrit. Ich vzájomné vzťahy sú úzke a dosť komplikované. Temer stále sa tieto dva minerály bezprostredne stýkajú.

Namerané hodnoty mikrotvrdosť sa pohybujú v rozpätí od 280–380 kg/mm². Aritmetický priemer z dosiahnutých výsledkov sa rovná 329,92 kg/mm². Túto značnú variabilitu si možno vysvetliť veľkou rozdielnosťou čistoty skúmaného materiálu, zrnitosťou a v neposlednom rade i izomorfným zastupovaním niektorých prvkov v štruktúrnej mriežke.

Chemické slozenie tetraedritu je jedným z najštudovanejších problémov. Už dávnejšie sa mnohí pracovníci zaoberali jeho paragenézou, fyzikálnymi vlastnosťami, chemickým zložením, pretože okrem hlavných komponentov obsahuje hospodársky dôležité koncentrácie stopových a vzácnych prvkov. V rovnakej miere sú to i veľmi vďačné štruktúrno-fyzikálne vlastnosti, interpretáciou ktorých sa doteraz dosiahli veľmi pekné výsledky, či už v lokálnej, alebo regionálnej mierke.

Podľa spektrálnych analýz nie všetky zistené prvky môžeme považovať za izomínérálne v tetraedrite. Značná časť prináleží k heterogenitám. K základným prvkom patria Cu, Sb a S. K izomínérálnym počítame Ag, Hg a prevažnú časť As, Bi, Cd, v menšej miere Fe, Pb, Zn a ako uvádza F. Novák (1967) i časť Ni a Co.

Prítomnosť Ag bola konštatovaná v každej analýze a vzhľadom na to, že sme minerograficky nezaznamenali žiadne Ag minerály, zistené obsahy Ag priradujeme bez výhrad k mriežke tetraedritu, kde sa zastupuje Cu s Ag.

Nepravidelný obsah Hg, ktorému bola vzhľadom na jeho ekonomickú dôležitosť venovaná mimoriadna pozornosť v celom Spišsko-gemersko rudohorí, kolíše od nezaznamenaných hodnôt až po hodnoty nad 1 %. Cd obsiahnuté v stopovom množstve je v tetraedritoch považované za izomínérálne. Za izomórfnú prímies ho považuje celý rad autorov, napr. F. Novák (1959, 1967), Zd. Trdlička (1960), J. H. Bernard (1957), tiež E. Schroll a N. A. Ibrahim (1959) zdieľajú podobný názor.

Problematické postavenie zaujíma Ni a Co. Obidva prvky sú obsahove stopovými prvkami, pričom koncentrácia Co sa zdá byť o niečo vyššia ako koncentrácia Ni. Výskytom sa zdajú byť charakteristické pre tetraedrit, počet analýz je však pre urobenie záverov pomerne nízky. Ich priebežný výskyt by mohol signalizovať izomórfnú prímies v tetraedrite, ako sa uvádza v literatúre, ale nemôžeme sa zbaviť dojmu, že časť pochádza i zo znečistenín z pyritov a arzenopyritov. Nepatrný obsah Pb vzhľadom na neprítomnosť akýchkoľvek Pb minerálov môžeme odvodiť od izomínérálií. Bizmutové koncentrácie sú podobné, ako boli zaznamenané u arzenu. Vzhľadom na jeho pravidelný výskyt v tetraedritoch považujeme Bi za izomórfný.

Prvky Mg, Mn a Ca sa temer pravidelne nachádzajú v stopovom množstve a môžeme ich bezpečne priradiť k heterogenitám zo sideritu. Ostatné prvky Al, Ba, Li, Na, Si, Ti patria k heterogenitám.

Röntgenometrický výskum a výpočet mriežkových konštant

Veľkosť mriežkovej konštanty (a_0) je veľmi závislá od chemického zlozenia, ktorého výskumom i riešením štruktúry sa zaoberalo už od počiatku nášho

storočia viacero autorov. Zachytený je vo viacerých mineralogických prácach, ale i v kompletnejších prácach zaoberajúcich sa tetraedritom a tenantitom, ako sú práce J. Haka (1961), J. H. Bernarda (1957) a ďalších. Obidve chemicky analyzované vzorky boli spracované i röntgenometricky Debye-Schererovou práškovou metódou. Pre výpočet mriežkových konštánt tetraedritu sme použili Wykoffovu metódu. Pre cajchovanie bola použitá NaCl p. a. ($a_0 = 5,62$ kX). Hodnoty a_0 sme dosiahli extrapoláciou podľa W. Parischa — A. J. Wilsona (1959).

Z ďalej uvedených hodnôt mriežkových konštánt mlynských tetraedritov je zrejmé, že obidve namerané mriežkové konštanty svojou veľkosťou patria k tetraedritom. Rozdiely v nameraných hodnotách, i keď nie sú veľké, pripisujeme zvýšenému podielu obsahu Ag (približne 1 %) a Hg (2,72 %), ktoré sú zhruba o 1 % vyššie, než u nižšej hodnoty a_0 . Aj podľa iných autorov je známe, že Ag, Bi (F. Machatski 1928) a samozrejme v podstatnej miere Hg (J. H. Bernard 1956) majú vplyv na zväčšovanie mriežkových konštánt. Obsahy ostatných prvkov (Sn, Fe, As) nemajú už taký rozhodujúci vplyv na zmenu mriežkovej konštanty. Hodnoty $a_0 = 10,363 \pm 0,003$ a $a_0 = 10,355 \pm 0,002$. Ak ich porovnáваме s mriežkovými konštantami z Rudňan, Rožňavy, alebo Slovínok patria v priemere k najmenším.

Kvantitatívne chemické analýzy a kryštalochemické vzorce tetraedritov

Celkový obraz o chemizme tetraedritu sme dosiahli kvantitatívnymi chemickými analýzami a najmä ich prepočtami na kryštalochemický vzorec, ktorých výsledky sú zhrnuté v nasledujúcej tabuľke (tab. 13).

Pri prepočte kryštalochemických vzorcov sme vychádzali z interpretácie V. N. Belova (1952), podľa ktorej možno napísať všeobecný kryštalochemický vzorec tetraedritu nasledovne: $(R^+R^{++}_{12}R^+_{4}S_{13})$, pričom R zodpovedá Ag, Cu; R^{++} — Fe, Cu, Zn, Hg a R^+ — Sb, As, Bi.

Konečné výsledky chemických analýz sme museli mierne korigovať o odpočet heterogénnych prímiesi chalkopyritu, v malom množstve arzenopyritu, kremeňa a sideritu.

I keď z uvedeného počtu chemických analýz nemôžeme robiť väčšie uzávery ani o lokálnom charaktere ložiska, nadobúdajú význam v regionálnej mierke. Zo vzorcov je zrejmé, že chemizmus tetraedritov mierne kolíše. V zmysle klasifikácie členov tetraedritu E. K. Lazarenkovej môžeme študované vzorky označiť ako železnaté tetraedrity, prípadne tetraedrity s malou prímiesou tenantitovej zložky.

Celkove môžeme uviesť, že kryštalochemické vzorce študovaných tetra-

čís. vz.	lokalita	Cu	Ag	Fe	Zn	Hg	Sb	As	Bi	S	SiO ₂	spolu
66	Mrazovo	38,82	1,00	3,63	0,48	2,72	23,97	3,72	0,41	25,34	0,50	100,60
158	patro 3/29 I Ján I. Mlynky	41,04	0,19	5,29	1,22	1,34	24,28	1,11	0,27	26,30	0,11	101,15
Prepočet na 100 % po odpočítaní prímеси												
66	Dtto	39,59	1,02	3,00	0,46	2,80	24,41	2,89	0,39	25,42		
158	Dtto	40,66	0,19	5,26	1,19	1,32	24,00	1,09	0,28	26,01		

Kryštalochemický vzorec

66 Dtto $(\text{Cu}'_{0,84} \text{Ag}_{0,16})_{10} (\text{Fe}_{0,89} \text{Zn}_{0,11} \text{Hg}_{0,21} \text{Cu}''_{0,37})_{1,58} \text{Sb}_{3,28} \text{As}_{0,62} \text{Bi}_{0,03})_{3,93} \text{S}_{13}$
 158 Dtto $(\text{Cu}_{0,97} \text{Ag}_{0,03})_{10} (\text{Cu}''_{0,35} \text{Fe}_{1,52} \text{Zn}_{0,30} \text{Hg}_{0,11})_{2,28} \text{Sb}_{3,18} \text{As}_{0,24} \text{Bi}_{0,02})_{3,44} \text{S}_{13}$

Analytik: M. Ďuriš, GÚDŠ Bratislava

edritov zhruba zodpovedajú všeobecnému kryštalochemickému vzorcu, ako ho uvádza N. V. Belov (1952).

Arzenopyrit

Hoci arzenopyrit je pomerne bežným sprievodcom chalkopyritu a tetraedritu v hydrotermálnych žilách v Spišsko-gemerskom rudohorí, v študovanej ložiskovej oblasti sa vyskytuje v nepatrnom množstve. V žilách prináleží k mikroskopickým minerálom a koncentruje sa najmä v oblasti Malej Havranej doliny. Obyčajne sa nachádza v asociácii s chalkopyritom a tetraedritom.

Arzenopyrit má spravidla stĺpcokovitý tvar kryštálikov, veľmi zriedkavo i tvar krížových prerastlíc, ktoré sú väčšinou uložené v tetraedrite. Celkove sa zdá, že v tetraedrite majú arzenopyrity sklon k idiomorfnému vývoju, kdežto v chalkopyrite sú agregáty silne postihnuté koróziou (viď obr. 5 a 6). Na mnohých miestach v chalkopyrite zostali už len relikty pôvodných arzenopyritových zrn, silne zatlačených chalkopyritom. Naskytá sa nám otázka, či nemôže ísť o dve generácie arzenopyritu v chalkopyrite a mladšiu, s idiomorfným vývojom, bez kataklastického porušenia, v tetraedrite. Presnejšie určenie obidvoch generácií je značne ovplyvnené malým počtom pozorovaní, ako i rozmermi zrn (rádove asi len stotiny milimetra).

Nahromadenie arzenopyritu je väčšie v tetraedrite, ale i tak je v každom

prípade obklopený aspoň malým množstvom chalkopyritu. Málokedy tvorí väčšie agregáty. Väčšinou sú to drobné idiomorfne zrná, ktoré boli mierne postihnuté kataklázou a takto vytvorené pukliny boli vyhojené mladšími sulfidickými minerálmi.

V odrazenom svetle je biely až krémový s vysokou odrazovou mohutnosťou a vysokou tvrdosťou. Typickým diagnostickým znakom je intenzívna anizotropia s farebnými efektmi od tmavosivej ku hnedej. Charakteristické sú i tvary kryštálov, ktoré, ako sme už spomenuli, majú prizmatický prierez alebo tvoria krížové prerastlice.

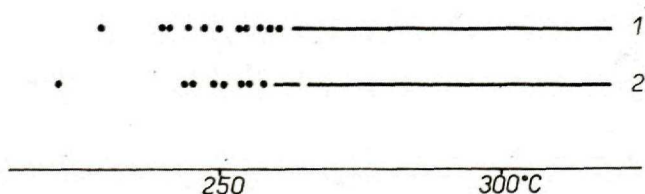
Baryt

V hydrotermálnych žilách sideritovej formácie, lokalizovaných v severnom pruhu tejto metalogenetickej oblasti, má baryt dosť značné zastúpenie. Nedá sa to však zovšeobecniť na všetky lokality. V nami študovaných hydrotermálnych žilách je to veľmi vzácny a prakticky doteraz neznámy minerál.

Väčšie akumulácie barytu sme zaznamenali pri prehliadke haldového materiálu v štólňi Ján II a III. V úlomkoch kemitopiesčitých sľudnatých hornín sme našli bohaté sideritové žilky, preniknuté ružovkastým jemnozrným barytom. Na úrovni štólne Ján II sa koncentrácia ešte zvýšila a mocnosť monominerálnych barytových žiliek v siderite dosiahla 2–3 cm. Smerom dolu v štólňi Ján I sme baryt už nikde neidentifikovali a predpokladáme, že ide len o lokálne nahromadenie. Ďalšiu menšiu koncentráciu sme mohli zaznamenať v žilách, nachádzajúcich sa na južných svahoch Veľkej Knoly.

Dekrepitogramy barytov
Decrepitograms of barytes
1 — 158 Mlynky, štólňa Ján I.
2 — 157 Mlynky, štólňa Ján II.

Tab. 14



Makroskopicky je baryt prevažne strednozrný až jemnozrný, najlepšie to vidíme na tenkých žilkách v siderite. Tento žilný baryt je ružovkastý, biely, šedobiely, masívnej textúry. V dutinách sideritu sa veľkosť zrna značne zväčší a badať u nich sklon k idiomorfnému vývoju. Kryštáliky však nikdy nemajú typické tabuľkovité formy, ale vždy sú vyvinuté len niektoré z plôch s perlefo-

Č. VZ.	LOKALITA	Č. A.	Al	Ba	Ca	Cu	Cr	Fe	Mg	Mn	Nb	Pb	Si	Sr
24	CESTA POD CYRIACKOU	385	○	●	○	-	-	○	○	-	-	-	○	●
157	JAN II. ŠT.	1816	●	○	○	○	●	●	○	○	-	-	■	■

vým leskom. V ojedinelých prípadoch sú v barytoch jemné tmavé pružky. Podľa mikroskopického výskumu boli spôsobené menším podielom hematitu a ďalších minerálov, ktoré pravdepodobne vnikli do barytového agregátu.

Mikroskopicky boli v bielom jemnozrnnom agregáte barytu spozorované i menšie zrná kremeňa. Najväčšie koncentrácie kremeňa sme zaznamenali pri kontakte barytových žiliek s okolitou horninou, alebo v asociácii s hematitmi. Obmedzenie zrn barytu je veľmi nepravidelné, panallotriomorfné, ale má dobrú štiepateľnosť. Veľkosť kolíše od 0,1 do 0,5 mm.

Podrobnejšie pozorovanie ako i štúdium textúr nám dovoľuje konštatovať, že baryt je mladší ako siderit vo všetkých pozorovaných prípadoch. Barytové žilky spravidla sledujú smer priebehu sideritových žíl, alebo sa odkláňajú len o pár stupňov od priebehu sideritovej žily a pod veľmi ostrým uhlom cez ňu prenikajú. Ich mocnosť nie je veľká, dosahuje približne 3 cm.

V gosane sa baryt nachádza len veľmi vzácné vo forme drobných, čírych, jemnotabuľkovitých kryštálov v dutinách limonitu. Presnejšia identifikácia barytu bola doložená röntgenometrickou analýzou.

Dekrepitačné teploty študovaných barytov poukazujú na zreteľne nižšie hodnoty ako u karbonátov. Obidva záznamy sa dajú veľmi dobre čítať. Ak berieme do úvahy jednotlivé roztrhávanie uzavrenín, ktoré predchádzajú hlavnej skupine ako heterogenity, teplota skúmaného barytu sa pohybuje približne v rozmedzí 250–260 °C. Namerané hodnoty sú v porovnaní s hodnotami teplôt barytov uvádzanými F. Novákom (1960) z Rožňavy a J. Hakom (1963) z nízkotatranských žíl relatívne nižšie. F. Novák uvádza teploty okolo 350 °C a J. Hak v rozmedzí od 300 do 350 °C. Hodnoty, ktoré sa pomerne najviac podobajú našim výsledkom, uvádza F. Regásek (1967) zo žíl podobného typu v Slovinkách (asi 265 °C).

Chemizmus barytov sme sledovali len malým počtom spektrálnych analýz. Základné prvky sú Ba, S a O, izominerálne Sr, Pb a časť Ca. Zbývajúcu časť prvkov, ako Al, časť Ca, ďalej Cu, Cr, Fe, Mg, Mn, Si, treba zaradiť k heterogenitám.

K izomorfným prvkom, kvantitatívne sa najviac vynímajúcim, prináleží stroncium. Jeho množstvo síce kolíše, ale i tak patrí medzi obsahovo najbohatšie prvky. Podľa Dannovho kompendia (1953) je izomorfné zastupovanie v systéme BaSO₄ – SrSO₄ známe už dávnejšie a má neobmedzenú možnosť zastupovania. Množstvo stroncia v barytoch nie je presne známe a môžeme ho zistiť len podľa hrubého odhadu uvedeného v tabuľke.

K izomorfným prvkom v baryte môžeme priradiť i olovo a vápnik, ktorý sa nachádza najčastejšie v stopových až vzácnych množstvách. Izomorfné zastupovanie je ovplyvnené podobnými podmienkami, ako u stroncia a bária. Iónové polomery týchto prvkov sú okrem malých výnimiek priaznivé pre vzájomnú izomorfiu.

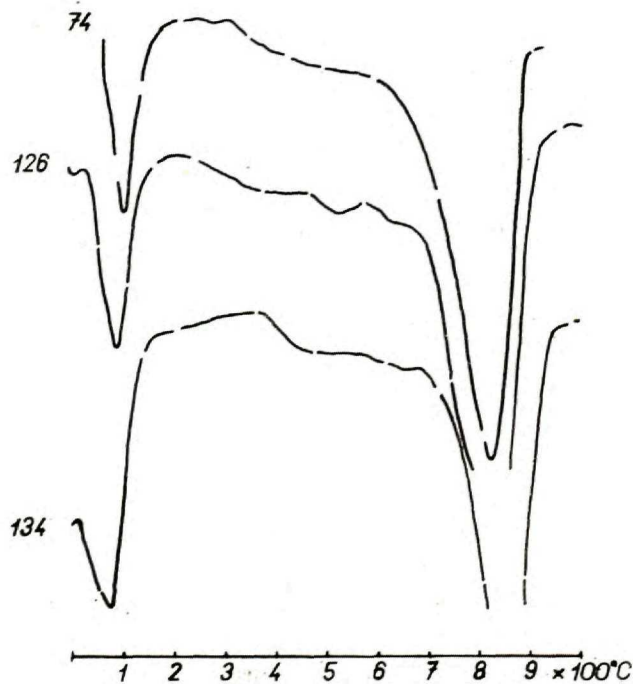
K problematickým prvkom môžeme zaradiť Cu. Vyskytuje sa vo veľmi malých množstvách v oboch analyzovaných vzorkách, takže nie je vylúčené, že tu je prítomná v izomínérálnej forme. Najmä ak prihliadneme na to, že sulfidické minerály s obsahom Cu v blízkosti barytu sú veľmi vzácne, až chýbajú.

Kalcit

V mlynských žilách sa v najväčšom množstve vyskytuje v Malej Havranej doline a južne od kóty Železiar v starých pingách žily Filip. V žilách tvorí kalcit malé monominerálne samostatné žilky (rádu 0,2—0,6 cm), prenikajúce naprieč staršou výplňou, alebo vyplňuje dutiny v sideritovej hmote. Len lokálne

Diferenciálne termické analýzy kalcitov
DTA of calcites

Tab. 16



sa nájdu v dutinách drúzy kryštálikov klencového habitu, ktoré nepresahujú 0,5 mm. Postavenie kalcitu v sukcesii na základe analýzy makrotextrúr sa zdá byť jednoznačné. Jeho kryštalizácia je ostro oddelená od ostatnej žilnej výplne a musíme ju zaradiť na koniec hydrotermálneho procesu, kedy vznikali najmladšie minerály. Nevylučujeme však možnosť, že to je produkt supergénného procesu.

Kalcit bol identifikovaný röntgenometricky i priloženými termogramami DTA, kde je u každej vzorky výrazne registrovaná endovlna v oblasti disociácie CaCO_3 v rozpätí $850^\circ - 900^\circ \text{C}$. Mierne posunutie endotermy smerom k nižším teplotám je spôsobené znečistením.

Turmalín

V študovanej ložiskovej oblasti sme ho zistili temer vo všetkých žilách, len akumulácie nie sú rovnaké. Na Mlynkách lokálne vystupuje vo väčších koncentráciách, miestami však len sporadicky. V žilách sa nachádza v dvoch formách. Zvyčajne sú to malé až mikroskopické zhluky turmalínových zrn v rudnej výplni, ale i v okolitej hornine. Drobné ihličky turmalínu alebo stebelnaté agregáty sa v horninách vyskytujú i vo väčšej vzdialenosti od žíl, kde obyčajne vystupujú spolu so sericitom, kremeňom, akcesorickým pyritom a inými minerálmi, z ktorých je najbohatšie zastúpený chalkopyrit a siderit.

Bežnejšou formou v rudných žilách sú tenké, ihličkovité, vertikálne orientované kryštály, ktoré sú spolu s kremeňom mladšie ako siderit a baryt. Vyskytujú sa v haldovom materiáli a vyznačujú sa nápadnou čiernou farbou. Na kremenno-turmalínových žilách, prípadne šošovkovitých zdureniach ho nachádzame vždy vo forme čierneho skorylu. Jeho jednotlivé ihlice dosahujú dĺžku 5–6 cm a hrúbku od desiatín mm do 1 mm. V mnohých prípadoch sú celé trsy ihličkovitých kryštálov silne mechanicky zdeformované, popretfhané až podrvené. Takto rozdrvená kremenno-turmalínová hmota býva obyčajne stmelená kremeňom a sulfidmi, prevažne chalkopyritom. Výskyt pyritu II u tohto typu je oveľa vzácnejší, ako v prípade jemnozrnejšieho turmalínu.

Turmalín v dopadajúcom svetle má v porovnaní s karbonátmi a kremeňom väčšiu odrazovú mohutnosť a má hnedočiernu až zelenkasto-čierne vnútorné reflexy. V prenikajúcom svetle možno veľmi dobre vidieť idiomorfný až hypidiomorfný kryštalografický tvar jednotlivých zrn a ich typický vláskovitý, tyčinkovitý až stĺpcokovitý vývoj, ako i agregáty zarastené v kremeni, menej často v siderite a Fe-dolomite. V zriedkavých prípadoch môžeme pozorovať ich zonálnu stavbu. Pleochroizmus je veľmi silný, od svetlohnedej k tmavo-hnedej s pestrými interferenčnými farbami.

Hoci jeho postavenie v sukcesii bolo doteraz dosť často predmetom veľkých diskusií, nie je celkom jasné, i keď je zrejmé, že je produktom hydrotermálnych

pochodov. Podľa textúr, ktoré vytvára v žilách, je mladší ako hlavná masa karbonátov, ale starší ako sulfidy. Je teda najpravdepodobnejšie, že vznikol medzi sideritovou a kremenno-sulfidickou mineralizačnou periódou.

Chlorit

Nachádza sa prakticky vo všetkých žilách, len nie vždy v makroskopickej forme. Často je jemne rozptýlený v intergranulároch sideritu alebo v kremenno-sulfidickej rudnej výplni. Nezriedka tvorí i väčšie koncentrácie v podobe nepravidelných hniezd, šošovkovitých žiliek, kde v pestrej asociácii preniká cez sideritovú masu. Najviac ho nachádzame v spoločnosti kremeňa, sericitu, hematitu, pyritu a turmalínu.

Kvalitatívne spektrálne analýzy chloritov
Qualitative spectral analyses of chlorites

Tab. 17

Č.VZ.	LOKALITA	Č. A.	Ag	Al	As	B	Ba	Bi	Ca	Cr	Co	Cu	Ge	Ga	Hg	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na	Sb	Sc	Sr	Sn	Si	Ni	Ti
141	HALDY POD CYRIACKOU	1070	-	⊙	●					-	⊙	⊙	⊙		■	⊙	⊙	■	⊙	⊙					-	■	⊙	⊙
129	JOZEF-ADOLF ŠT.	1157	-	●	⊙					⊙	⊙	⊙	⊙	⊙		■			■	⊙	⊙			⊙	⊙	■	⊙	●
27	JZ. V.KNOLY v=800	365	⊙	⊙	●		⊙	●			⊙	⊙			⊙	■			■					-	■	■	-	

Makroskopicky tvorí v žilách tmavozelené zhluky šupinovitých agregátov v kremeni, no na iných miestach sa nachádza vo veľkom množstve spolu s turmalínom, a to obyčajne v tektonicky namáhaných miestach, kde chlority tvoria tmel rozdrtenej, staršej karbonátovej masy. Najväčšie akumulácie nájdeme vo východnejších kremitejších častiach žíl.

Mikroskopicky chlorit tvorí šupinovité agregáty, väčšinou uložené v kremeni, menej často v karbonátoch. Agregáty sú obyčajne radiálne lúčovité, na jednotlivých šupinách sú stopy miernej deformácie. Veľkosť šupín je variabilná a pohybuje sa od stotiny až po desatinu mm. V polarizovanom svetle má zelenošedú farbu s nápadným pleochroizmom od žltohnedej k hnedozelenej. Charakter minerálu je pozitívny, $2V$ je malé. Röntgenometrická analýza dokazuje, že ide o prochlorit, u ktorého namerané hodnoty a intenzity línií poukazujú na zhodu s tabelárnymi údajmi, ktoré uvádza V. I. Michejev (1957).

Podobne index lomu (nameraný bivariačnou metódou za pomoci Na svetla) zodpovedá prochloritu.

č. vz. — 129 Jozef-Adolf št. Nm — $1,601 \pm 0,002$

Chemizmus chloritov sme sledovali len spektrálnymi analýzami, ktoré zaznamenali veľké množstvo stopových prvkov.

Prevalu majú prvky, ktoré patria k heterogénnym prímiesiam. Okrem základných stavebných súčiastok — Al, Si, Mg, Fe — časť zistených prvkov môžeme priradiť k diadochne sa zastupujúcim prvkom v chloritoch. Vzhľadom

na to, že Ga vyskytujúce sa v vzácnych množstvách, má podobné geochemické vlastnosti ako Al, v menšej miere i ako Fe, môžu sa diadochne zastupovať. Podobne je to s Ge s Si. S dvojmocným Fe sa môžu zastupovať Mn, Ni, Co. S trojmocným Fe sa podľa nášho predpokladu zastupuje Ti, V a Cr.

Sericit

Vyskytuje sa vo veľmi malých množstvách vo všetkých žilách. Najčastejšie je roztrúsený v základnej sideritovej mase. Makroskopicky v ňom tvorí jemné šupinkovité agregáty, prípadne povlaky na puklinách v siderite, kremeň, turmalín alebo v tesnej blízkosti hornín, nachádzajúcich sa v rudnej výplni. Vo veľkom množstve sa nachádza i v tektonicky exponovaných miestach. Jeho agregáty majú typické striebrobiele, lokálne i zelenkaste sfarbenie a hodvábny lesk.

Vzhľadom na to, že ho v žilách nachádzame temer vo všetkých asociáciách a u všetkých periód, predpokladáme, že sa vylučoval počas celého mineralizačného procesu ako produkt účinku hydroterm na okolité horniny.

Fuchsit

Menšie nahromadeniny fuchsitu sme mohli sledovať v Malej Havranej doline, kde na seba upozornil nápadnou hráškovozelenou farbou. Jeho koncentrácia je veľmi nepravidelná, ale spravidla sa nachádza v blízkosti alebo priamo na styku s diabasovými horninami. Viacerí autori (V. Zoubek 1953 — J. H. Bernard 1961) dávajú vznik fuchsitu do súvisu s agresívnou činnosťou hydroterm na okolitú horninu, z ktorej sa uvoľnilo viacero komponentov (K_2O , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , SiO_2 atď.). Dali podnet vzniku chrómovej sludy rozptýlenej v kremeň. Fuchsit v kremeň je uložený veľmi nepravidelne v intergranulárnych priestoroch. Mikroskopicky chrómová sluda tvorí výplň dutín a malých puklín. V prevahe sú to lístkovité až šupinkovité agregáty, od submikroskopického vývoja po veľkosť 0,01 mm. Jednotlivé šupinky bývajú v agregátoch chaoticky rozmiestené. Fuchsit považujeme za produkt reakcie hydrotermálnych roztokov s okolitými horninami.

Albit

V ložiskách sa vyskytuje len vo vzácnych prípadoch. Makroskopicky pozorovateľné množstvá sme zachytili na juhozápadnom svahu Veľkej Knoly. Albit sa tu nachádza v sideritových žilách spolu s kremeňom, v ktorom tvorí buď hrubokryštalické agregáty, alebo úplne drobnozrné žilky, orientované kolmo na priebeh kremenných žíl. Agregáty sa vyznačujú výbornou štiepa-

teľnosťou a na čerstvých štiepných plochách dobrým leskom. V polarizovanom svetle má dvojčatné lamelovanie, ktoré je prekryté čiastočnou premenou. Meranie v symetrickej zóne zodpovedá albitu. Jeho postavenie v sukcesii je celkove ťažko presne zistiť, pretože sa nachádza v malom až akcesorickom množstve.

Magnetit

Vyskytuje sa v ložiskách len ako mineralogická zvláštnosť vo veľmi malých množstvách. Tvorí malé až nepatrné zrníčka, nachádzajúce sa v asociácii s fuchsitom a pyritom. Nakoľko jeho kvantitatívne zastúpenie je podradné, bolo ho možné zachytiť iba pod mikroskopom, kde sa prejavili jeho typické optické a kryštalografické vlastnosti. Pri diagnostickom leptaní všetky činidlá okrem HCl nereagovali. Pri leptaní s HCl mierne stmavol. Ostatné identifikačné skúšky nemohli byť urobené, pretože ho bolo málo.

Rumelka

Vyskytuje sa len veľmi zriedkavo. Počas nášho výskumu sme ju nespozorovali, pretože časti žíl, kde bola identifikovaná, sú teraz neprístupné. Podľa ústneho podania pracovníkov geologického oddelenia bola nájdená v štólňi Cecília, kde tvorí výplň malých dutiniek v kremeňi a siderite.

Sekundárne minerály

Štúdium sekundárnych minerálov bolo silne ovplyvnené neprístupnosťou a tiež vyťaženosťou oxidačnej zóny žíl, ktorá podľa našich pozorovaní v Malej Havranej doline siahala asi až 40—50 m pod povrch. Západné časti boli úplne vyťažené a zostali len mohutné pingy. Rozsah oxidačnej zóny vo východnej časti žíl na svahoch Veľkej Knoly sa nám nepodarilo zistiť.

O sekundárnych mineráloch sa z týchto dôvodov zmienime len veľmi stručne, tak, ako nám dovoľuje bežné štúdium.

Aragonit

Patrí k sekundárnym minerálom, ktoré nachádzame v starých štólňach v Malej Havranej doline. Tvorí obyčajne 0,2—1 cm povlaky na stenách chodieb a zriedkavo i kvaple na karbonátovej žilovine. Je biely, niekedy býva sfarbený do modrozelená. Aragonitové povlaky majú vláknitú stavbu, ktorá má na čerstvých plochách perleťový lesk. Jeho identifikácia bola potvrdená i röntgenometrickou analýzou.

Limonit

Je najčastejšie sa vyskytujúcim minerálom oxidačného pásma. Nachádza sa vo všetkých žilách v rôznorodých formách. Je kavernózny, tvorí kvapľové útvary, nátekové tvary s pekne vyvinutými kolomorfnými štruktúrami a zemitými textúrami, ktoré reprezentujú limonity zatekania. Pomerne často možno sledovať i limonit nahradzovania, ktorý obyčajne kopíruje pôvodnú klencovitú štruktúru sideritu.

Kvalitatívna spektrálna analýza limonitu
Qualitative spectral analysis of limonite

Tab. 18

Č. VZ.	LOKALITA	Č. A	Ag	Al	Cr	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Na	Pb	Sb	Si	Ti	V
25	CYRIACKA HALDA	1045	-	●	-	-	■	-	○	○	-	○	●	●	●	●

Limonitizácia je veľmi dobre viditeľná i pod mikroskopom. V prvom štádiu sa limonit koncentruje v puklinách primárnych minerálov a len neskoršie sa limonitizácia prenáša i pozdĺž štiepných puklín do samotných minerálov, čím vznikajú u sideritov i ostatných minerálov charakteristické bunkovité a krabičkovité textúry. Kým siderity majú romboedrický tvar buniek, u tetraedritu je zvýraznená tetraedrická štruktúra a tvar buniek nadobúda trojuholníkové prierezy.

Chemické zloženie limonitov sme sledovali len jednou spektrálnou analýzou, ktorá poukázala na pestrú asociáciu stopových prvkov. Prevažná časť má svoj pôvod v mineráloch, z ktorých je vytvorená oxidačná zóna.

Malachit

Nevyskytuje sa už v takom veľkom množstve a koncentruje sa na miestach, kde sa nachádza chalkopyrit a tetraedrit. V miestach bohatých na Cu-minerály tvorí na rúde i na okolitých horninách povlaky a náteky. Na puklinách tvorí i bohatšie radiálne lúčovité agregáty.

Z ostatných minerálov azurit vystupuje v podobnej forme ako malachit, len koncentrácie sú pomerne veľmi nízke. Najviac ho je na starých odvaloch a štóľňach na svahu Veľkej Knoly, kde vytvoril menšie výkveti sýtomodrej farby na puklinách v kremeňi a v dutinách limonitu. Podobne kovelín tvorí len povlaky na zvetraných plochách chalkopyritu a tetraedritu. Najčastejšie je viditeľný pod mikroskopom.

Sukcesia mineralizácie na rudných žilách

Ako vyplýva z mineralogického opisu zloženia žilnej výplne, mineralizačný proces v študovaných žilách sa uskutočnil v podstate v piatich základných mineralizačných periódach:

- kremenná perióda
- sideritová perióda
- kremenno-turmalínová perióda
- kremenno-sulfidická perióda
- kalcitová perióda.

Kremenná mineralizačná perióda

K najstaršej perióde, ktorá svojím vznikom predchádzala kryštalizáciu sideritu, prináleží v prvom rade kremeň, lokálne znečistený fuchsitom, ďalej pyrit a veľmi malé zrnká magnetitu. Mineralogicky nie je pestrá a nemá veľký ekonomicky význam. Je nepravidelne rozšírená. Typicky je vyvinutá len

Tabuľka sukcesie minerálov
Table of mineral succession

Tab. 19

PERIÓDA	KREMENNÁ	SIDERITOVÁ	TURMALÍNOVÁ	SULFIDICKÁ	KALCITOVÁ
KREMEN	▬				
FUCHSIT	▬				
PYRIT		▬			
MAGNETIT		▬			
SIDERIT		▬			
Fe-DOLOMIT		▬			
BARYT					
TURMALÍN			▬		
ALBIT					
SERICIT					
CHLORIT					
SPEKULARIT					
ARZENOPYRIT					
CHALKOPYRIT					
TETRAEDRIT					
RUMELKA					
KALCIT					
HLAVNÉ KATIO- NY A ANIONY	Si, Fe, Cr, K, Al, O, S	Fe, Mg, Mn, Ca, Ba, Si, CO ₃ , SO ₄	Si, S, Fe, Al, K, Na, B, O	Si, Fe, S, O, As, Cu, Hg, Sb, Ca	Ca, CO ₃

- ▬ neisté postavenie v sukcesii
---- vylúčovanie v malom množstve

v úseku južne od Veľkej Knoly a menšie koncentrácie sme sledovali i v Malej Havranej doline, kde tvorí až 10 cm polohy.

Sideritová mineralizačná perióda

Sideritová mineralizačná perióda je zreteľne mladšia ako kremenná a hranice sú pomerne ostré. Textúra sideritovej periódy je väčšinou masívna, hrubozrnná, miestami páskovaná. Striedajú sa tu jemnozrnejšie pásiky sideritu s hrubozrnnými, prípadne sa nájdu idiomorfne vyvinuté klence v drúzových dutinách. Brekciová textúra je viditeľná len pri okrajoch žíl.

Mocnosť periódy je variabilná. V miestach, kde sa uplatňovala len druhá perióda (bez sulfidickej), sú mocnosti veľké, v priemere asi 4 m, vo výnimočných prípadoch i nad 10 m. Pre značný obsah rudnej zložky je prakticky veľmi dôležitá.

Minerálne zloženie je charakterizované hlavne karbonátmi. Dominantné postavenie má siderit, v menšom množstve je Fe-dolomit a malé množstvo kremeňa a barytu. Často sa prejavujú vekové vzťahy medzi sideritom I a kremeňom II, a preto aj ich vzťah v sukcesii je zreteľný. Siderit zjavne zatláča kremeň II vo forme rôznych lalokov a v mnohých prípadoch cementuje predtým vzniknuté kokardy.

Fe-dolomit je zreteľne mladší ako siderit. Zatláča ho v smere štiepných puklín, prípadne i v súvislejších žilkách. Najmladším členom sideritovej periódy je baryt.

Kremenno-turmalínová mineralizačná perióda

Od sideritovej mineralizačnej periódy je oddelená v porovnaní s predchádzajúcou periódou o poznanie slabšími tektonickými pohybmi. Staršia žilná výplň nie je tak intenzívne porušená. Nové pukliny v staršej výplni vznikajú často veľmi nepravidelne. Zastúpenie kremenno-turmalínovej periódy je veľmi variabilné a miestami úplne chýba. Jej mocnosť i priebeh je nepravidelný. Je lokalizovaná na zmladených tektonických líniiach, no v mnohých prípadoch sa nachádza i v podobe šošoviek. Mocnosti sa pohybujú od 1 – 10 cm. Z mineralogického hľadiska kremenno-turmalínová perióda obsahuje kremeň III, turmalín, pyrit II, sericit a chlorit.

Textúra žilnej výplne tejto periódy je väčšinou masívna — jemnozrnná, s výnimkou ihlíc turmalínu. Brekciové textúry sú vzácne a nachádzame ich obyčajne na styku periódy so sideritom.

Kremenno-sulfidická mineralizačná perióda

Sulfidická perióda sa uplatnila v žilnej výplni pomerne bohato, na niektorých miestach však preda chýba. Zvlášť typicky je vyvinutá vo východných častiach mlynského ložiska. V západnej časti sa nachádza len veľmi nepravidelne, i keď lokálne v bohatej koncentrácii.

Samostatnosť tejto periódy je veľmi jasne dokázaná tektonickou prípravou i charakterom minerálnej výplne, ktorá je popri siderite druhou najvýznamnejšou periódou. Hospodársky dôležitý je najmä chalkopyrit a tetraedrit.

Intermineralizačná tektonika, ktorá pripravila prostredie na uloženie kremenno-sulfidickej mineralizačnej periódy, sa neprejavila všade rovnako. Na niektorých miestach silne podrtila staršiu sideritovú výplň, na iných miestach sa vôbec neuplatnila. Jej lokalizácia si zachovala generálny smer v priebehu hlavných tektonických línií a sledovala obyčajne miesta oslabené už predchádzajúcimi tektonickými pohybmi. V nejednom prípade sa predsulfidické pohyby zhodujú s pohybmi, ktoré podmienili vznik turmalínovej periódy. No v každom prípade sa vzťahy medzi týmito periódami dajú sledovať. Opísaná perióda sa na sideritových žilách nachádza v strede žily i na kontaktoch s okolitou horninou a lokálne prekračuje i rámec pôvodnej žilnej výplne. Často ju nachádzame ako samostatnú žilu i v okolitej hornine. Mocnosť sulfidickej periódy značne kolíše od niekoľkých cm až po 0,5 m. V niektorých prípadoch u tzv. rudných stĺpov dosahuje až 1 m. Minerálne zloženie sulfidickej periódy je najpestrejšie, tvorí ju kremeň IV, pyrit III, pyrit IV, hematit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit a siderit III.

Kalcitová mineralizačná perióda

Uplatnila sa len veľmi skromne v žilách ložiska Mlynky. Tvorí zvyčajne drobnozrnné agregáty v dutinách staršej výplne alebo malé žilky v siderite. Z praktického hľadiska je táto perióda úplne bezvýznamná.

Záver

Z dosiahnutých výsledkov mineralogicko-geochemického štúdia o Mlynkách môžeme stručne zhrnúť:

Dobývané rudné žily v Mlynkách boli donedávna spracúvané ako komplexná Fe-Cu ruda. Nepriaznivými zložkami znehodnocujúcimi železný koncentrát sú najmä kremeň, menej pyrit a i nepatrné množstvo sericitu. V spodnejších častiach žily je to ankerit a Fe-dolomit. Cu-koncentrát je ovplyvnený malými, lokálne submikroskopickými zrnami arzenopyritu, rozptýleného v chalko-

pyrite a v tetraedrite. Kvalita rudy sa smerom do hĺbky podstatne nezhoršuje, či už ide o siderit alebo Cu-minerály; len zastúpenie zložiek oboch koncentráto-
tov, podobne ako i v ostatných lokalitách Spišsko-gemerského rudohoria, sa smerom do hĺbky mení. Ubúda sideritu a Cu-sulfidov a pribúda kremeň.

Mineralogicko-paragenetické pomery a sukcesívne vzťahy v študovaných žilách sa okrem malých výnimiek, kedy zaznamenávame neprítomnosť niektorých minerálov alebo obohatenie o niektoré novoidentifikované minerály, vcelku nelíšia od ostatných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Na základe podrobnejšej analýzy textúr žilnej výplne sme mohli spoľahlivo odlíšiť 5 mineralizačných periód. Z ekonomického hľadiska sú dôležité len sideritová a kremenno-sulfidická perióda, ktoré sú hlavnými nositeľmi zrudnenia. Zastúpenie sideritovej periódy je dominantné a ďaleko prevyšuje zastúpenie ostatných periód. Kremenno-sulfidická perióda, i keď nenadobúda veľkú mocnosť, má tiež veľký význam pre praktické využitie. Z praktického hľadiska treba pripomenúť, že Fe-dolomitové žily v celej študovanej oblasti sú priaznivejši pre lokalizáciu kremenno-sulfidickej periódy.

Dekrepitačné teploty u najrozšírenejších minerálov v sideritovej a sulfidickej perióde zistili rozdielnosti v nameraných hodnotách u skúmaných minerálov.

Geochemický charakter študovaných ložísk sa v podstate nelíši od ostatných ložísk v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Do tlače odporučil C. Varček

Literatúra

- AHRENS, L. H. 1952: The use of ionisation potentials. Part I—Ionic radii of the elements, *Geochim. et cosmochim. acta*, zv. 2, s. 155—169. London.
- ANTAŠ, J. — HUDÁČEK, J. 1964: Záverečná správa a výpočet zásob Mlynky Fe. Geofond. Bratislava.
- BEŇKA, J. 1965: Mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum v oblasti Mlyniak a Hnilca. Manuskript-archív GÚDŠ, s. 1—12. Bratislava.
- BEŇKA, J. 1966: Mineralogicko-paragenetické pomery v rudných žilách v širšom okolí Vlachovskej Maše. *Geol. správy* 38, s. 63—78. Bratislava.
- BEŇKA, J. 1969: Mineralógia, geochémia a metalogenéza hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Mlyniak a Ferdinandky. Manuskript-archív PFUK, s. 1—241. Bratislava.
- BEŇKA, J. 1974: Mineralógia a geochémia sideritu z ložiska Mlynky a Vlachovo. *Geol. práce, Správy* 61, s. 88—99. Bratislava.
- BEŇKA, J. 1974: Príspevok k mineralógii chalkopyritu z Mlyniak, *Mineralia slovacae*, roč. 6, s. 103—112. Spišská Nová Ves.
- BERNARD, J. H. 1957: O izomorfním zastupování prvků ve skupině tetraedritu. *Rozpr. Čsl. Akad. Věd*, roč. 67, zeš. 3, s. 1—30. Praha.
- BERNARD, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit Schwespatgänge mit sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). *Geol. práce*, zoš. 58, s. 1—222. Bratislava.

- BERNARD, J. H. 1962: Chemizmus některých žilných sulfidů ze Spišsko-gemerského rudo-
hoří. Sbor. geol. Věd. Ř. TG, sv. 2, s. 201—229. Praha.
- BETECHTIN, A. G. 1955: Gidrotermalnyje rastvory, ich priroda a procesy rudoobrazovania.
Sbornik statej; vtoroe izdanie. Izdat. Akad. Nauk SSSR, s. 125—275. Moskva.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1966: On the Character of Cu and Zn Distribution
in Pyrites. Geol. zbornik XVII SAV, Geol. Carpatica, s. 201—217. Bratislava.
- DANA, S. E. — DANA, D. I. 1953: The system of Mineralogy. (ruský preklad) Tom I, II.
Moskva.
- ELIÁŠ, K. 1966: Príspevok k štúdiu kvapalných uzavrenín v mineráloch. Geol. práce, Správy
39, s. 69—75. Bratislava.
- FLEISCHER, M. 1955: Minor elements in some sulphide minerals. Econ. Geol. Fiftieth
Ann. Vol. s. 970—1024.
- GUBAČ, J. 1968: Nová mikroskopická metóda merania špecifických váh minerálov. Časopis
pro min. geol. ČSAV, r. 13, č. 1, s. 23—29. Praha.
- HARCOURT, G. A. 1942: Tables for identification of ore minerals by X — ray powder
patterns. Am min. 27, 2, 63.
- HEGEMAN, F. 1941: Die isomorphen Beziehungen von Mn, Zn, Co, Ni und Cu zu Pyrit
und Magnetit. Zeitschrift f. Krist., zv. 103.
- ILAVSKÝ, J. — NOVÁK, F. 1963: Contribution à l'étude des phenomènes de régénération
metallogénique de l'orogénèse alpine dans la zone des Gemerides des Carpatés Tchéco-
slovaques. Association géologique carpato-balcanique Ve Congres. s. 51—55. Bucarést.
- JARKOVSKÝ, J. 1965: Príspevok k otázke formy výskytu niektorých mikroelementov
v pyrite. Správy o geol. výsk. v r. 1964, 2, s. 173—174. Bratislava.
- KRÁLÍK, J. — POLICKÝ, J. 1961: Mikrohärte des Pyrits als kennzeichen seiner Genese.
I. Teil. Acta Musei Silesiae, Ser. A, 10. Opava.
- LAZARENKO, E. K. 1956: O bleklych rudach. Miner. Sb. Lvovs. geolog. občestva čís. 10,
s. 171—211. Lvov.
- LEBEDEVA, S. Y. 1963: Opredelenie mikrotverdosti mineralov. Izdat. Akad. Nauk SSSR,
s. 1—122. Moskva.
- MADERSPACH, L. 1880: Magyarországh vasércz fekhelyei. Budapest. Voľný preklad,
manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- MECHÁČEK, E. 1963: Geochémia hematitov Slovenska. Manuskript (kandidátska dizertač-
ná práca PFUK), s. 1—153. Bratislava.
- MICHEJEV, V. J. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. s. 1—867. Moskva.
- NOVÁK, Fr. 1959: Tetraedrit z ložiska Mária u Rožňavy. Geol. práce 56, s. 217—245.
Bratislava.
- NOVÁK, Fr. 1960: Záverečná správa o geochem-mineralog. výskumu ložiska Mária baňa
a okolí. Manuskript-archív ÚNS, s. 1—619. Kutná Hora.
- PAPP, K. v. 1919: Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. s. 1—638. Buda-
pest.
- PARRISH, W. — WILSON, A. J. 1959: Precision Measurement of Lattice Parameters
of Polycrystalline Specimens. In International tables for X-ray crystallographie. II. diel.
RAMDOHR, P. 1960: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. s. 1—132. Akad.-Verlag
Berlin.
- REGÁSEK, F. 1967: Mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum hydrotermálnych
rudných žíl v oblasti Slovinky — Žakarovce — Krompachy. Záverečná správa. Manu-
skript-archív GÚDŠ, s. 357. Bratislava.
- SCHROLL, E. — IBRAHIM, N. A. 1959: Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. Tschers-
maks Mineral. petrograf. Mitt. 7, s. 70—105. Wien.

- TRDLIČKA, Zd. 1960: Závěrečná správa o výskumu charakt. rúd z lož. oblasti Smrekový vrch. Manuskript-Geofond. Bratislava.
- VARČEK, C. 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, zošit 46, s. 107—132. Bratislava.
- VARČEK, C. 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí. (Kandidátska dizertačná práca). Manuskript-archív PFUK, s. 279. Bratislava.
- VARČEK, C. 1959: Paragenetické pomery žily Mária v Rožňave. Geol. práce, zošit 55, s. 171—211. Bratislava.
- WINCHEL, A. N. — WINCHEL, H. 1951: Optičeskaja mineralogija. Preklad z angličtiny s. 104—129. Moskva.

J. Beňka

Mineralogical-paragenetical conditions in ore veins at the Mlynky deposit

Summary of the Slovak text

The purpose of the study of the ore veins at Mlynky was the research of mineralogy, paragenesis, geochemistry, chemical composition of the principal components of the vein filling, its alterations, and of the evolution processes of the filling. The research consisted in deciphering the structural elements produced by pre- and synhydrothermal tectonic processes.

Presented is a detailed description of minerals, their occurrence, quantitative representation, distribution in veins, associations, and measurements of some physical properties of the minerals (microhardness, thermality, refractive index).

A survey of all minerals identified is in the Table 19, with graphical illustration of approximate quantitative representation of minerals and the process of their distribution in veins. Documented are isolated generations of minerals, mineralization periods with the principal cations and anions participating in the filling of the respective periods. Uncertain position of a mineral in a succession is marked with an empty arch. Segregation of a mineral in a smaller amount is marked with a dash-line.

Since a brief characteristics of the minerals described would only mean repeating the data from the Table 19, we shall not present it here.

Chemistry of minerals from the ore veins at Mlynky was examined by quantitative and qualitative spectral analyses, DTA and by roentgenologic analyses. The research conditions and the results are in tables in the text.

Chemical composition of the principal components was examined by complete analyses of only the most important minerals either from the view of economy or pure science. Two of the minerals (siderite, chalcopyrite) which were objects of intensive mining were treated separately (J. Beňka 1973, 1974). Here only their mean chemistry is presented. The crystallochemical formula for siderite is as follows:



For chalcopyrite the following values have been found: Cu — 35,52 %, Fe — 29,30 %, S — 30,99 %, As — 0,08 %, SiO_2 — 3,36 %. Besides the principal components in chalcopyrite are increased Zn- and Sn-contents varying within 300—500 g/t. Ni-, Mn-, and Mg-contents are considerably lower.

Interesting is chemical composition of ankerite. According to A. N. Winchel's (1951) classification the chemistry of ankerite corresponds rather to richly ferruginous dolomite than ankerite. We failed in trying to identify pure ankerite on the veins. And in accordance with E. K. Lazarenko's classification of tetrahedrites they may be regarded as ferruginous tetrahedrites or tetrahedrites with a slight admixture of a tennantite component.

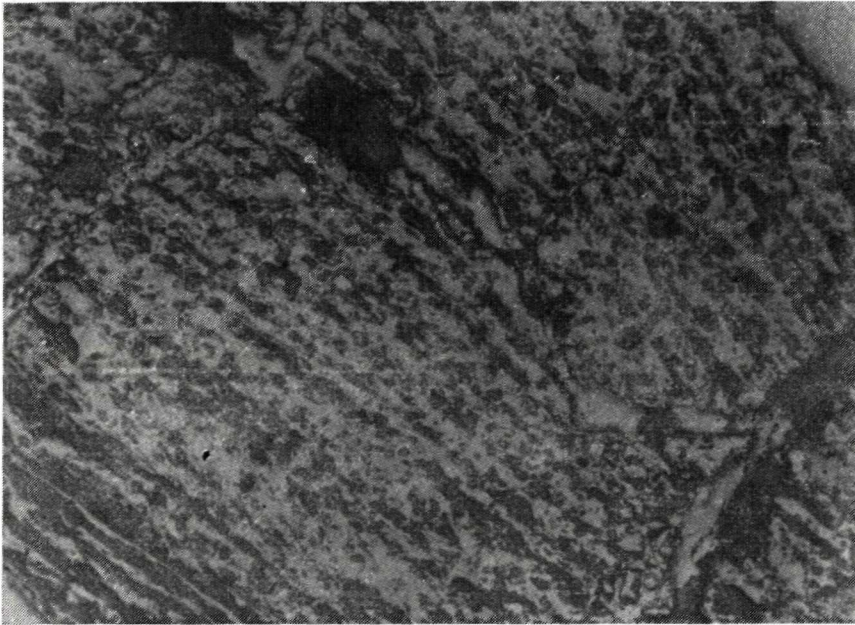
The development of the mineral filling of the ore veins at the Mlynky deposit: the analysis of genetical data upon the forms of occurrence of macrostructures and a detailed study of thin sections showed that the succession of ore veins and their geochemical evolution passed in 5 mineralization periods.

1. quartz mineralization period
2. siderite mineralization period
3. tourmaline mineralization period
4. sulphidic mineralization period
5. calcite mineralization period

The primary zonality of the ore veins at Mlynky and the distribution of the mineralization periods with respect to inaccessible predominant part of the deposit were not distinct — neither in the vertical nor in the horizontal senses. The zonality and the distribution were partially recorded in the siderite and the sulphidic mineralization periods.

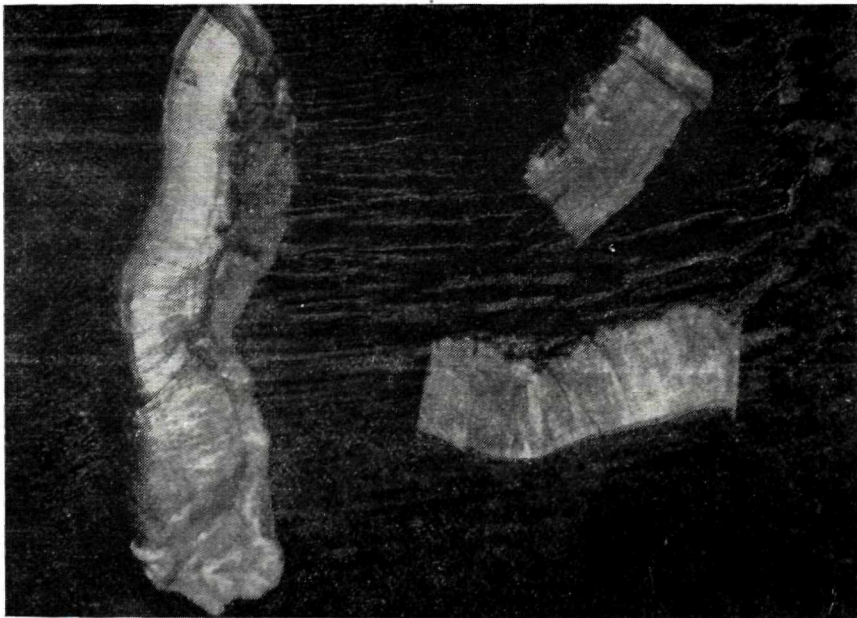
Because of its inaccessibility the oxidation zone was not investigated thoroughly.

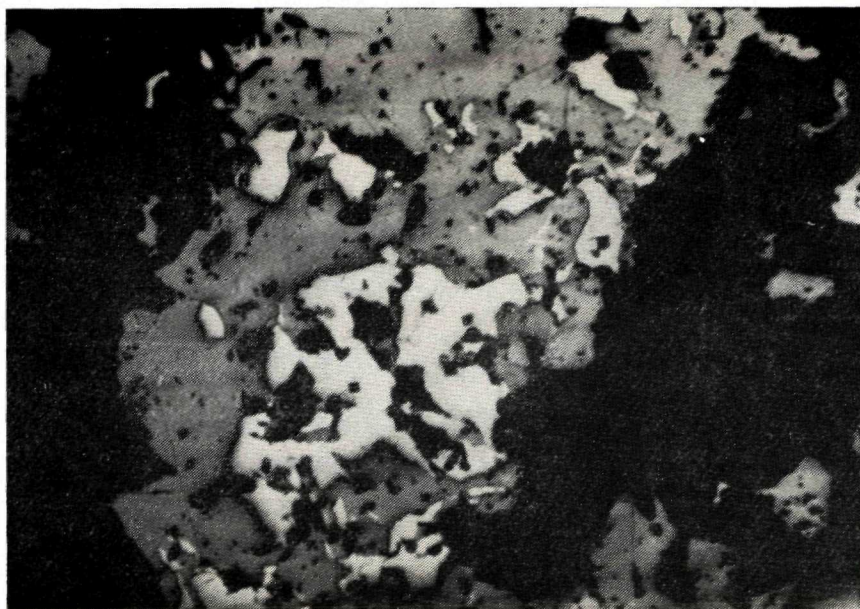
Translated by E. Jassingerová



Obr. 1 Prenikanie chalkopyritu cez spekularit. Zväč. 140-krát
Penetration of chalcopyrite through specularite. Magn. 140 x

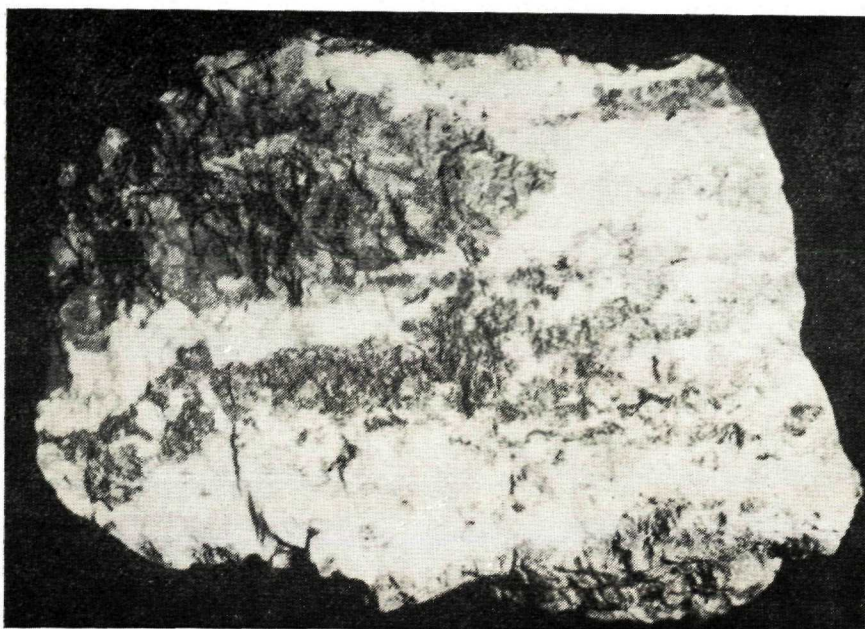
Obr. 2 Prierez aragonitovými povlakmi
Cross section through aragonite coats





Obr. 1 Reliktné zrná arzenopyritu (biele) v chalkopyrite (šedobiele). Zväč. 140-krát
Relict grains of arsenopyrite (white) in chalcopyrite (grey-white). Magn. 140 x

Obr. 2 Siderit s barytom vo väčších šošovkách (nad 10 cm)
Siderite with baryte in larger lenses (above 10 cm)



„There is no standard solution of the problem involved in spilite generation.“

Lehmann

Štefan Bajaník

To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské Rudohorie Mts. (West Carpathian Mts.)

(6 obr. v texte, 2 fotogr. tab., slovenské resumé)

Abstract. Appurtenance of subaqueous volcanism of the Devonian of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. to the spilite-diabase-keratophyre formation. The essential part of the article is devoted to the genesis of spilites. The author is inclined to the hypothesis of their secondary origin. The decisive phenomena of the spilitisation were sea water and partially juvenile components. The chemical composition, mineral associations and fabric of spilites are discussed

Introduction

The Rakovec group of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. is an Early Variscan eugeosynclinal formation and most probably belongs to the Devonian. The underlying Gelnica group, according to the latest observations, has a stratigraphical range Cambrian-Silurian (J. Kantor 1962, P. Snopková 1963, O. Čorná 1972). Overlying the Rakovec group is the Middle Carboniferous (D. Andrusov 1958), resting transgressively and discordantly.

Sedimentary rocks of the Rakovec group (pre-metamorphic state) are represented by a sandy-clayey facies, sporadically, mainly in upper parts of the group, carbonate facies is present.

The volcanic rocks are represented mainly by basic rocks. The termination of the Devonian stage is characterized by intrusions of basic rocks of gabbroid type, locally intermediate.

The maximum thickness of the surface of the Rakovec group is about 2300 metres.

The presented paper is devoted to petrogenesis of the products of effusive volcanism of the Rakovec group.

RNDr. Š. Bajaník, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Brief characterization of volcanism

Devonian volcanic rocks are traditionally divided into two fundamental groups:

a) Effusive, subaqueous, basic volcanics, represented by diabases. Depending on thickness of individual lava flows as well as on specific conditions (e. g. morphology of basin floor, various degree of lava flows mobility) the textural development of diabases varies from coarse grained forms (doleritic types), through porphyric, aphanitic to amygdaloidal. Effusive forms are accompanied by tuffs and tuffites (L. Kamenický — M. Marková 1957, Š. Bajaník 1962).

b) Intrusive massifs of basic to intermediate type. Their intrusion terminates the lower Hercynian development stage. There are predominantly subvolcanic, often concordant forms, characterized by local alternation of dark amphibole-rich layers and lightcoloured plagioclase-rich layers as well as alternation of layers of various grain size.

The results of present-day investigation of effusive volcanism indicate that its magmatic differentiation is of a larger range than supposed previously. Beside basic members also acid and intermediate rocks have been found (Š. Bajaník 1969). From the petrological point of view they are quartz keratophyres, quartz porphyries and quartz porphyrites. They occur in the volcanogenic complex of the group, in its lower and upper part, concordant to the surrounding rocks, accompanied by their pyroclastic rocks.

The fundamental petrofacies of effusive basic rocks are diabase* and spilites, distinguished on the basis of mineral associations, textural features and chemical composition.

Although the occurrences of acid volcanics found till now are not numerous (from the area of Krivé pole tuffo-porphyrroids are recently mentioned by K. Ondrejko*vič* et al. 1973), on the basis of the whole association of volcanic rocks we state that in the Devonian of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. an analogy to the spilite-keratophyre association, known from other areas of geosynclinal volcanism, exists.

Fundamental petrofacies of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The products of magmatic activity of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. are characterized by a rich scale of petrographic facies. We distinguish the ones:

* Rocks, designated as diabases contain plagioclase of andesine basicity. I do not exclude that in diabases of the given group also more basic plagioclases exist. I prefer the term diabase like other authors in a similar case (intermediary basicity of plagioclases).

ERUPTIVE ROCKS

Basic effusive rocks

Aphanitic diabases

grained diabases

porphyric diabases-phenocrysts: plagioclases, amphibole, pyroxene
amygdaloidal diabases-amygdales filled up with: calcite, chlorite, albite, epidote

Microlitic spilites

fine-grained to porphyric spilites-phenocrysts: plagioclases, amphibole, pyroxene

grained spilites (predominantly ophitic texture)

amygdaloidal spilites-amygdales filled up with: calcite, chlorite, epidote

Effusive rocks, acid-intermediate

Quartz keratophyries

quartz porphyries a) aphanitic

b) porphyric-phenocrysts: plagioclase, orthoclase, quartz

quartz porphyrites-phenocrysts: plagioclase, amphibole, quartz

Veined forms: gabbro porphyrites

Intrusive rocks: amphibole gabbrodiorites, quartz diorites

VOLCANO — SEDIMENTARY ROCKS

Pyroclastic derivatives of:

a) basic effusives: tuffs-agglomerate, lapilli, ash

tuffites

granulates (in the sense of G. Měska — F. Fiala 1948,
G. M. Macdonald — A. G. Abbott 1972)

b) acid effusives: tuffs-lapilli, ash

tuffites

Textures of rocks

The type of texture is in direct dependence on the grade of metamorphism. The degree of metamorphism is equivalent to the quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies and, partly, to the quartz-albite-epidote-biotite subfacies of the green shale facies (I. Varga 1973). In zones of tectonic shadows rocks preserve primary textures. They are the following fundamental textures: ophitic, subophitic, porphyric and intersertal. In transitional zones primary textures are preserved in relict forms only. In tectonically exposed zones basic rocks, ash, tuffs and tuffites are altered into green schists.

The aim of this paper, as mentioned in the introduction, is to clear up petrogenesis of products of the basic volcanism. This, however, is rendered possible by investigation of volcanic rocks only in zones with preserved primary textures. Therefore the most convenient area for solving this problem is chiefly between Dobšiná and Hnilec, which was subject to a complex study by the author for several years. Some chemical analyses taken over from other authors are of samples located in zones with preserved magmatic textures.

Mineral associations

In zones with preserved primary textures we can distinguish two groups of rocks:

- a) Spilites with the mineral association: albite, common hornblende, pyroxene, chlorite, epidote \pm zoisite, ilmenite, magnetite \pm pyrite
- b) Diabases with the mineral association: oligoclase-andesine, common hornblende, pyroxene, epidote \pm zoisite, ilmenite, magnetite \pm pyrite

The given mineral association of a. group of rocks, the characteristic primary magmatic textures and chemical composition permit me, in accordance with other authors, to designate them as spilites. Spilitization of basic effusives based on the study of feldspars as noted by J. Gubač (1969).

In the newly published papers in the synthesizing work "Spilites and Spilitic Rocks", G. C. Amstutz ed. (1974) the views of authors on rocks, which should be designated by the term spilite, differ. Some authors (e. g. G. C. Amstutz, F. Fiala) suggest to apply the term spilite for primary spilites only. M. Vuagnat (1974) holds the opinion that it is necessary to speak about spilite, when the association, for instance of albite-chlorite, preserves the primary eruptive texture though the origin may be magmatic, metasomatic or metamorphic. W. Narebski (1974) suggests to apply the term spilite only for rocks genetically linked with initial basic volcanism. A particular group from authors explaining genesis of spilites only by metamorphism (e. g. V. N. Shilov 1974, M. H. Battey 1974).

I agree with the authors suggesting to designate by the term spilite rocks with preserved primary textures and a known mineral association. It seems to me premature to apply the term spilite for primary spilites only. In many areas rocks commonly designated as spilite by several authors are, as to their genesis, variously interpreted by the same authors (e. g. T. Juteau — G. Rocci 1966, 1974, M. Fonteilles 1968).

The rocks designated as spilites in the present paper have the above mentioned mineral association and a preserved primary magmatic texture. Devonian volcanic rocks underwent regional metamorphism. Metamorphism was not

of the same degree in the whole area and therefore, locally, rocks are very slightly altered (L. Rozložník 1965, Š. Bajaník 1968). In these zones of tectonic shadows spilites occur.

The relations of albite-amphibole, pyroxene in the studied spilites are ophitic, intersertal or subophitic. The above mentioned textures but in the association albite-pyroxene, are described by several authors (e. g. F. Fiala 1966, V. Barth 1966, T. Juteau — G. Rocci 1974). Amphibole, as a component of the mineral association of spilites, though rarely, is also mentioned by some authors (e. g. T. Pürainen — P. Rouhunkoski 1974).

The mineral association of spilites, except for the metastable amphibole, pyroxene and of some opaque minerals, I consider as secondary (see the chapter „Genesis of spilites“). In some cases I do not exclude a primary origin of epidote when it forms larger allotriomorphic individuals which would have crystallized in the terminal phase of lava cooling, in contrast to fine grained aggregates originated during spilitization or later processes. On the primary origin of chlorite I have no evidence.

Genesis of spilites

The spilite problem, with its significance and complexity, is parallelized with the problem of granites by some authors (G. C. Amstutz 1968 b). The intense study of the given problem has supplied much new information in the latest years. Although there is a relative agreement in views on the mineral association and chemical composition of spilites on the one hand, the views on their genesis are different. In the whole the hypotheses of the origin of spilites may be divided into three fundamental groups:

1. Primary origin: a) supposes the existence of a separate magma of a particular composition, found in the earth crust, not related to basaltic magma
b) supposes the alteration of original magma, in the time of its ascent, into spilitic magma
2. Autohydrothermal origin
3. Secondary origin, alteration of consolidated rocks

Some authors are adherents of only one opinion, others admit several alternatives or combined processes.

Now, we come to the interpretation of genesis of the studied spilites. The starting point of my considerations is the analysis of the profile from the area of Rakovec (Fig. 1). In this profile three lava flows are in superposition, separated by tuffites. Flows I and III, regarding to their greater thickness, are marked by primary differences in textural development. The middle part

of flows is represented by a more granular variety, with a local tendency to porphyric development. At the periphery of lava flows the varieties are more fine grained. In the marginal, upper part of lava flows a variolitic facies is found. Flow II, regarding to its lesser thickness, is homogeneous in texture.

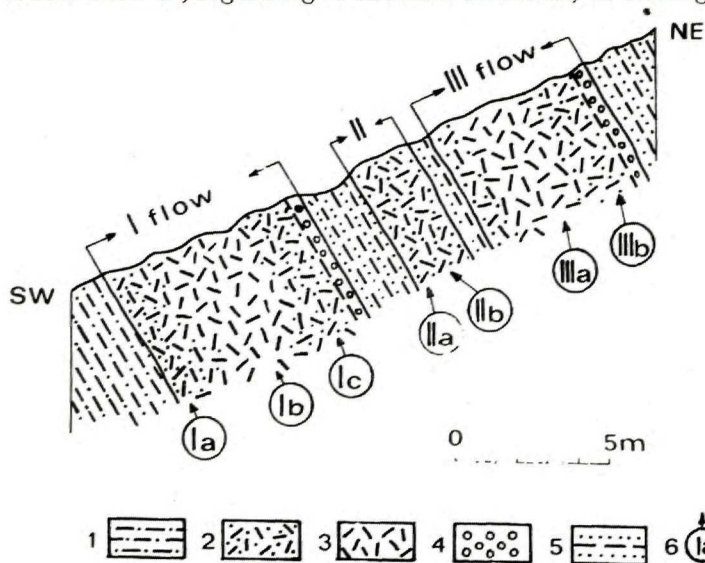


Fig. 1 Profile through lava flows-Rakovec. 1 — Quartz phyllite schists, 2 — spilites, 3 — diabases, 4 — amygdaloidal spilites, 5 — tuffites, 6 — location of samples taken for chemical analyses.

The basic rocks of lava flows include two mineral associations. The mineral association: albite, common hornblende, pyroxene, chlorite, epidote, zoisite, ilmenite is bound to marginal parts of flows I, III and to flow II. The mineral association: oligoclase-andesine, common hornblende, pyroxene, chlorite, epidote \pm zoisite, ilmenite is present in the central parts of lava flows I and III.

The chemical analyses, carried out from the individual flows, are equivalent to the mentioned mineral associations. They show that in the same lava flow (I and III) the rock from the lava flow centre differs from the peripheral zones of lava flow by:

1. a lower content of Na_2O
2. a higher content of CaO and MgO

In the peripheral zone of lava flow a part of Ca entered the lattice of newly formed minerals with spilitization, one part was washed out. This is also confirmed by frequent calcite layers in accompanying pyroclastic rocks. Similar, but to a restricted extent, is the case of Mg (occurring in pyroclastic rocks in the form of dolomite). Similar observations have also reached B. Durand — Cl. Gagny (1966).

The given spatial distribution of the mineral associations and the chemical composition show that the marginal parts of lava flows I and III have the character of spilites, the central parts that of diabases.

Tab. 1 Chemical composition of lava flows from Rakovec. Localization of samples see Fig. 1. Analyzed by V. Šaturová, Geological Institute of D. Štúr, Bratislava

	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	IIIa	IIIb
SiO ₂	50,51	49,91	48,99	46,18	44,71	45,47	50,43
TiO ₂	1,53	0,96	1,09	0,69	1,20	1,00	1,31
Al ₂ O ₃	18,66	17,72	18,88	17,64	16,39	21,66	22,26
Fe ₂ O ₃	6,61	2,58	6,29	6,71	3,51	2,07	3,41
FeO	6,39	8,56	6,37	4,94	7,55	7,84	7,55
MnO	0,16	0,20	0,18	0,20	0,27	0,22	0,19
MgO	3,32	6,16	2,88	4,61	6,49	2,85	1,94
CaO	4,21	7,80	5,30	8,23	10,45	9,40	3,47
Na ₂ O	4,36	1,38	4,39	3,84	2,76	2,12	4,66
K ₂ O	0,28	0,32	0,47	0,50	0,26	0,48	0,23
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	3,32	3,93	4,30	5,89	6,04	6,39	4,11
H ₂ O ⁻	0,20	0,08	0,33	0,30	0,00	0,00	0,09
Total	99,57	99,62	99,49	99,75	99,65	99,52	99,67

When analysing the fundamental spilite genesis hypotheses from this aspect and applying them to the given conditions, it is conceivable that the hypothesis of primary origin of spilites is unacceptable. The hypothesis of autohydrothermal (autometasomatic) origin of spilites, supposing that the magma contains certain volatile components which brought the secondary alteration of crystallization products, is in contradiction to the factual situation in flows. According to this hypothesis, just the central parts of flows where the volatile components can actually act the longest time, should be most altered. In our case, however, it is just the contrary.

Most probably the investigated spilites are of metasomatic origin (exchange reaction with the environment-sea water). Even when we admit that the fundamental phenomenon is the supply of Na from outside, we do not annul the role of volatile components in the lava and mainly of CO₂. Exchange reactions between the environment and flow can take place with higher temperature only. It is questionable, whether heating of water with the effusion is sufficient for these reactions to be taking place. J. R. Cann (1969) states that water temperature with the effusion of basalts in areas of oceanic ridges can attain 200–250 °C at the depth of 1,5–2 km. However, this need not be sufficient for spilitization of basalts (recent unspilitized basalts are known). Therefore it should be supposed (cf. M. Fonteilles 1968, J. L. Tane 1974) an increase in water temperature and so in its activity from juvenile sources. It is probable (M. Fonteilles 1968) that the origin of these juvenile components was genetically linked with volcanic activity, the products of which were also

the given rocks. In this case an alteration, synchronous with the volcanic activity, would be concerned.

We admit that juvenile components could already have influenced original composition of the magma, most probably with its ascent from the magma chamber. It is not excluded that the magma could have been contaminated by a certain amount of Na and H₂O when ascending through unconsolidated sediments (transvaporitization, E. Szádeczky-Kardoss 1958). Noteworthy is that the most basic plagioclases in effusive basic rocks of the studied area correspond to andesine (L. Kamenický — M. Marková 1957, Š. Bajanič 1962).

Spilitization of the marginal parts of thicker flows was most probably facilitated also by other factors (e. g. granulation, fracturing of superficial flow parts). As mentioned by R. E. Smith (1974) also the content of glass in external parts of flows could have contributed to activation of components. The spilite paragenesis bound to the marginal parts of flows also indicates that in the studied area the effect of spilitization is not a product of regional dynamic metamorphism. It is difficult to explain that this metamorphism can be of a specific, selective character.

The flows of lesser thickness, as essentially indicated by flow II, can be completely spilitized.

A question often discussed in specialist teams is the problem of direct crystallization from magma of the clinopyroxene-albite-chlorite association. The authors refusing a direct crystallization of this association from the magma, often refer to experimental works by H. Yoder (1967). Several of these authors state that in the case when the primary association is basic plagioclase-augite and when they are in ophitic textures, no substitution of this plagioclase for albite is possible, without disturbing ophitic textures.

On the contrary, e. g. D. S. Coombs (1954) mentions the following fundamental features of primary rocks alteration:

a) Preservation of magmatic structure, b) direct substitution of basic plagioclase by albite, c) a certain persistence of pyroxene.

In later works D. S. Coombs (1960, 1974) discusses more in detail the origin of spilite mineral paragenesis in the way of „burial metamorphism or hydrothermal low-grade metamorphism“. In similar intentions of interpretation of spilite genesis many other authors continue at present.

M. Fonteilles (1968), clarifying exchange reactions of spilitization from the viewpoint of D. S. Korzhinskij's (1959) metasomatism theory, practically agrees with the conclusions of D. S. Coombs (1954).

With albitization processes in more basic plagioclases and with partial chloritization of amphibole in rocks observed by us, as naturally, in essentials chloritization of the vitreous groundmass as well as formation of some minerals

linked with spilitization processes (e. g. epidote, zoisite, calcite) was connected.

In zones exposed tectonically the primary textures are replaced by metamorphic ones. The fundamental mineral association is as follows: albite (albite-oligoclase) -epidote-zoisite-carbonate-chlorite \pm actinolite \pm quartz \pm Fe oxides \pm leucoxene. This mineral association confirms that these rocks were metamorphosed under green schists facies conditions (A. Miyashiro 1968).

The mineral association of green schists is close to that of spilites. In extreme cases (rock of a magmatic texture from the zone of tectonic shadows-green schists with metamorphic texture from a tectonically exposed zone) the question of genesis of fundamental minerals is relatively clear. In transitional zones distinguishing of genesis of some minerals is often difficult. Local situation is rendered difficult by spatial relation between the individual varieties.

Chemical composition

The fundamental parameters of chemical composition of spilites mentioned by the authors (higher content of alkalis, lower content of CaO, higher one of TiO_2 , relatively increased of $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ in relation to MgO) characterize also the studied spilites (Tab. 2). The lowered content of alkalis in the category of diabases is in accordance with their mineral composition. The variation range of spilites stressed by several authors is shown in the diagram of $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ in relation to SiO_2 (Fig. 2).

The average composition of our spilites is very close in its composition to the holomineral spilite of G. C. Amstutz (1968a)

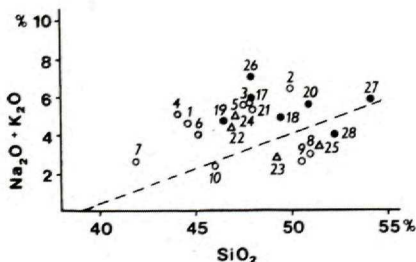


Fig. 2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram. Symbols: 1—10 (Tab. 2), 17 — average spilite (Amstutz 1968a), 18 — average spilite (Vallance 1960), 19 — average spilite (Loeschke 1973, Alps), 20 — average spilite (Sundius 1930), 21 — average spilite (Devonian of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.), 22 — oceanic alkalic basalt (Manson 1967), 23 — oceanic tholeiitic basalt (Manson 1967), 24 — continental alkalic basalt (Manson 1967), 25 — continental tholeiitic basalt (Manson 1967), 26 — weilburgite (Lehmann 1974, Lahn-Dill), 27 — average spilite (Juteau-Rocci 1974, Vosges-Schirmeck), 28 — average spilite (Sharfman 1968, Ural), empty circle-Devonian basic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., full circle-average spilites of other areas, triangle-average basalts.

Tab. 2

Chemical composition of Devonian volcanic rocks. 1—6 spilites (1—5 Š. Bajaník, original analyses, 6 L. Kamenický — M. Marková, 1957), 7—10 diabases (L. Kamenický — M. Marková 1957), 11—16 acid and intermediate volcanic rocks (Š. Bajaník 1969).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	44,77	50,27	48,29	43,96	47,47	45,43	42,13	50,90	50,77	46,10	52,31	54,21	62,70	63,92	66,28	69,75
TiO ₂	3,35	2,78	2,89	1,70	2,94	0,99	1,67	2,45	2,35	2,95	0,80	1,83	0,69	0,62	0,62	0,23
Al ₂ O ₃	20,11	16,49	13,53	17,85	12,58	15,03	25,99	15,95	15,22	21,93	15,48	14,10	13,75	15,34	13,51	9,58
Fe ₂ O ₃	1,27	2,71	6,37	6,89	6,94	6,74	3,59	9,88	6,43	5,48	5,38	6,74	0,76	2,43	1,64	1,04
FeO	11,79	6,88	4,56	6,25	3,88	6,58	5,75	6,47	6,17	8,91	1,24	2,05	3,77	2,80	3,37	1,03
MnO	0,22	0,23	0,19	0,14	0,23	0,13	0,19	0,13	0,09	0,32	0,16	0,24	0,06	0,07	0,23	0,03
MgO	5,86	4,04	5,66	6,57	5,98	5,32	3,29	3,04	2,71	1,76	7,93	4,13	2,81	2,44	2,24	1,21
CaO	2,10	5,47	8,01	5,70	8,59	9,57	11,27	5,25	8,05	6,65	8,16	8,55	5,06	1,12	2,24	7,89
Na ₂ O	4,70	6,01	4,80	3,70	4,07	3,57	2,29	2,82	2,72	2,34	3,69	3,20	2,80	6,62	5,90	4,60
K ₂ O	—	0,41	0,70	1,25	1,47	0,44	0,26	—	—	0,14	1,83	1,72	1,15	0,95	0,57	0,37
P ₂ O ₅	0,75	0,66	0,39	0,25	0,43	0,19	0,14	0,74	0,76	0,25	0,51	0,50	0,29	0,25	0,20	0,28
H ₂ O ⁺	5,05	3,52	3,90	5,22	4,60	6,46	4,02	1,25	1,56	3,33	2,04	2,81	2,46	2,49	2,91	0,30
H ₂ O ⁻	0,15	0,26	0,43	0,46	0,52	0,13	0,02	0,14	0,14	0,08	0,14	0,40	0,21	0,13	—	0,08
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,63	3,10	—	—	—	—	—	—	4,32
Total	100,12	99,73	99,72	99,94	99,70	100,61	100,61	99,65	100,07	100,24	99,67	100,48	100,96	99,18	99,85	100,71
si	118,32	145,58	133,39	114,31	131,20	117,53	103,15	163,47	160,34	137,12	139,85	169,36	254,80	265,11	284,00	319,57
al	31,31	28,13	22,02	27,35	20,48	22,91	37,49	30,18	28,32	38,44	24,38	25,95	32,92	37,49	34,11	25,86
fm	50,71	37,28	40,21	45,39	40,60	40,90	27,12	42,99	36,13	36,25	39,58	32,33	31,05	28,43	29,57	13,93
c	5,94	16,96	23,70	15,87	25,43	26,52	29,55	18,06	27,23	21,19	23,36	28,61	22,02	4,97	10,28	38,71
alk	12,03	17,62	14,08	11,39	13,49	9,67	5,84	8,77	8,32	4,13	12,68	13,11	14,00	29,11	26,05	21,50
a	10,30	14,42	11,79	10,89	11,32	9,06	6,40	6,55	6,54	3,41	10,76	9,73	8,26	15,75	13,68	10,29
c	2,54	4,30	3,33	7,59	2,94	6,20	16,20	6,74	7,86	8,74	4,97	4,76	5,58	1,35	2,12	1,04
b	33,70	19,22	26,49	25,31	28,11	28,77	19,17	23,45	20,35	28,56	24,26	21,08	10,44	10,66	9,11	12,02
S	53,46	62,05	58,39	56,22	57,63	55,97	58,23	63,25	65,24	59,29	60,01	64,43	75,72	72,25	75,09	76,65

Jung's diagram

The projection points of Devonian effusive volcanic rocks in Jung's diagram essentially follow the course of curve and are arranged into an evolutive order. Similarly also in this diagram the dispersion of width shows variation of types (Fig. 3).

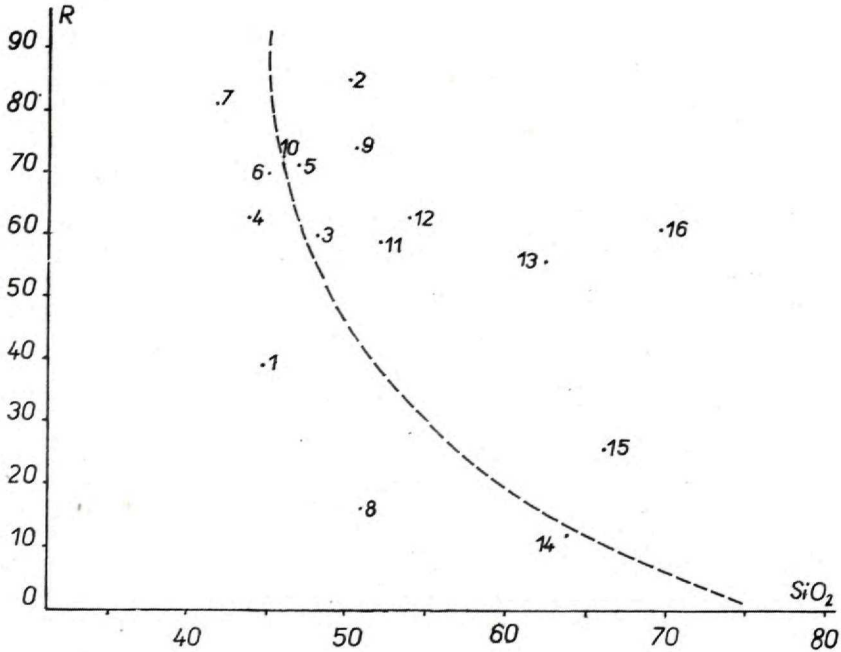


Fig. 3 Jung's diagram. Symbols: Tab. 2.

Differentiation diagram of Niggli

The principles generally valid in parameters of this diagram are, that in rocks considered as differentiation products of the same magma alk and al lines have a rising trend, fm and c lines a descending one. The lines of rocks not belonging to the same evolutive series are very irregular, the projection points are often grouped and these point groups are isolated from one another. On the basis of geological conditions we are inclined to the opinion that Devonian effusive rocks are a product of the same magma. How is this assumption expressed in the differentiation diagram? In general, a continuity of the projection points is to be observed. The supposed courses of lines have a general validity in fm and alk, less favourable in al and a relatively irregular one in c. This partial deformation of fm, al and alk lines, stressed mainly by the „escape“

of some projection points from the normal course of line could be influenced by secondary minerals of the postmagmatic phase. The variation of the c line is obviously mainly evoked by a various degree of preservation of Ca in the rock, depending on the intensity of spilitization. The differentiation diagram permits us to consider Devonian volcanic rocks as differentiates of a common magma. More detailed petrochemical investigations will surely clear up the above mentioned discrepancies (Fig. 4).

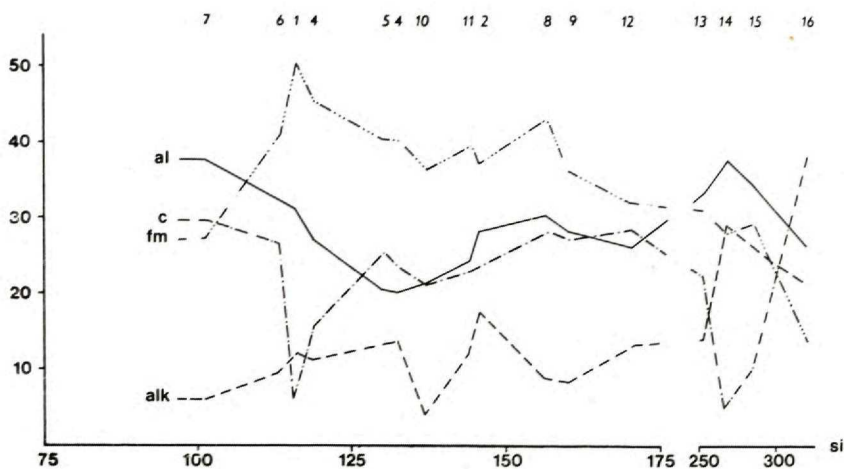


Fig. 4 Niggli's diagram. Symbols: Tab. 2.

Zavaricki's diagram

From Zavaricki's projection (for simplification of the diagram the vectors are not plotted) the following conclusions can be drawn:

- a) The projection points are distributed according to the basicity of rocks.
- b) From the distribution of the projection points the heterogeneity of chemical composition of rocks is evident. This is also valid for the category of spilites. In spite of that, however, they are distinctly bound to the „spilite line“ of Zavaricki (Fig. 5).

Character of magma

A question being often studied in connection with investigation of spilites is the character of magma. For solving this problem should not be an obstacle even the processes of low-grade regional metamorphism (e. g. M. Fonteilles 1968). The fundamental question is determination of appurtenance of rocks

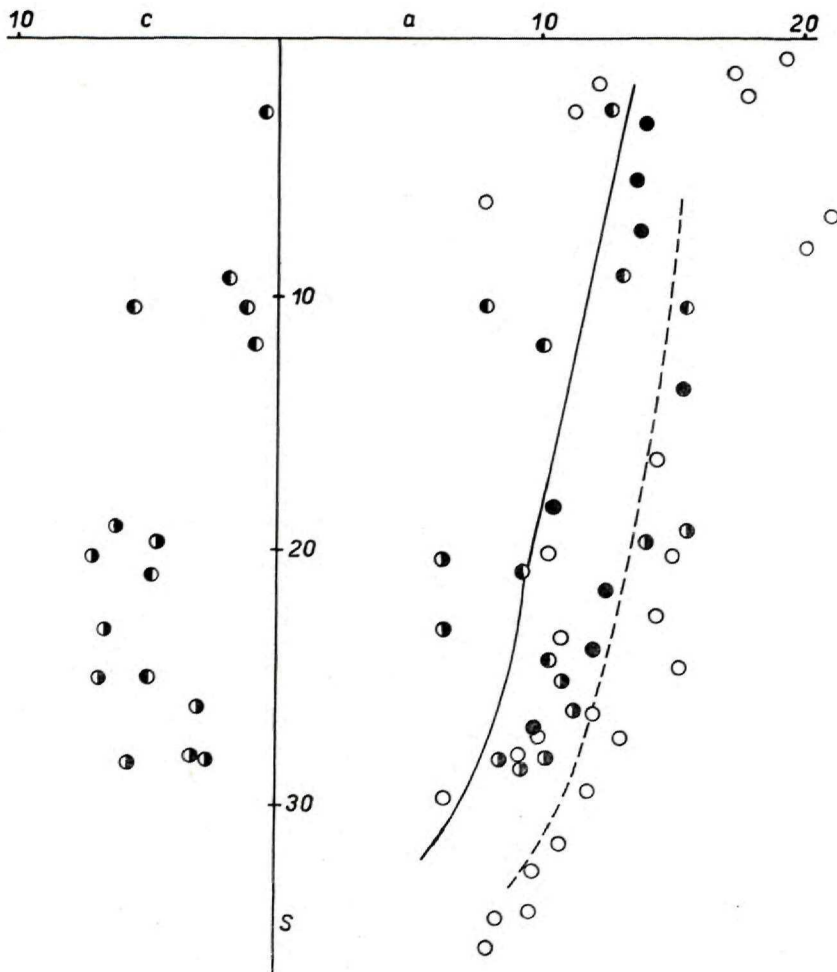


Fig. 5 Zavaricki's diagram. Symbols: circle (right part dark) — basic members of the Devonian of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., circle (left part dark) — acid and intermediate Devonian members of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., empty circle-spilite-keratophyre formation of the Kaczawske Góry Mts. (Narebski 1964), full circle-spilite-keratophyre formation of the Ural (Zavaricki 1946).

to tholeiitic or alkalic basalts. The observed rocks (cf. Kuno's diagram-spilites-Fig. 6 and Fig. 2-spilites and diabases), in its composition, may correspond to the alkalic variety of basalt (spilites). The diabases reach the field of tholeiitic basalt.

As shown in Fig. 2, the majority of projection points from different areas fall to the field of normal alkalic basalt. Clear is the shift of Lahn weilburgites —26— (representative of Na-K spilites, known also from other areas, e. g. V. Barth 1966, C. Alsac 1961). On the contrary, spilites from Schirmeck

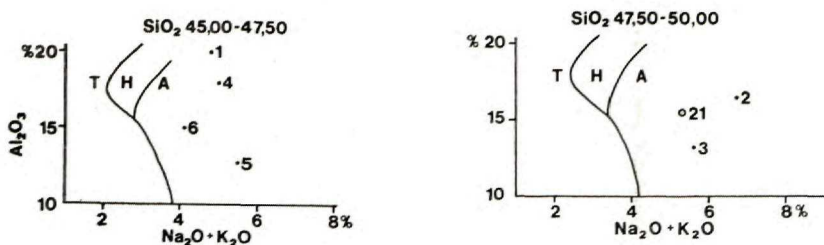


Fig. 6 Kuno's diagram. Symbols: Fig. 2. T (tholeiites), H (high alumina basalts), A (alkali basalts). Explanations to plates I—II.

—27— (T. Juteau — G. Rocci 1974) are shifted to the zone of tholeiitic basalt, spilites from the Ural —28— (V. S. Sharfman 1968) fall to the field of tholeiitic basalt.

Spilites, mentioned by other authors, are of the character of alkalic basalts, other ones of tholeiitic basalts. However, it would be incorrect to place sharp limits between them as in essentials, like tholeiitic and alkalic basalt, they form a „continuation“ (V. Manson, 1967). Their character reflects the orogenic environment and/or contamination as mentioned by H. Kuno (1967) about basalts.

Conclusions

1. Lithofacially, the Devonian is characterized by a psammitic (psammitic pelitic) sedimentation in the basal parts, a vigorous basic volcanism in the middle part and a predominantly pelitic, sporadically carbonate, sedimentation in the upper part.

2. The Devonian volcanism of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. can be characterized as spilite-keratophyre formation (spilite-d diabase-keratophyre formation). The fundamental petrofacies are: diabase-spilite-quartz porphyrite-quartz porphyry-quartz keratophyre.

3. The petrochemically investigated effusive basic members are in their composition close to alkalic basalts, reaching even the field of tholeiitic basalt.

4. The mineral paragenesis of spilites is as follows: albite-common hornblende-pyroxene-chlorite-epidote \pm zoisite-ilmenite-Fe oxides. The spilites are present in zones of low-grade metamorphism and have preserved primary magmatic textures. The parameters of chemical composition of spilites are in accordance with data mentioned by previous authors. The mineral paragenesis of diabbases is similar to that of spilites, with the exception of a more basic plagioclase.

5. The genesis of the investigated spilites we interpret as being of secondary-

metasomatic origin, a result of the reaction of lava flows with the surrounding sea environment. We stress the role of the juvenile components in the magma itself as well as with the effusive process proper.

The hypothesis presented here must be verified by detail investigation that is carried out at present.

Translated by J. Pevný.

Manuscript received July, 1974.

References

- ALSAC, C. 1961: Contribution a l'étude des albitophyres et ortoalbitophyres du dôme de Remollon (Hautes Alpes). *Trav. Lab. Fac. Sc.*, t. 37, p. 31—70. Grenoble.
- ANDRUSOV, D. 1958: *Geológia Československých Karpát. I.* Bratislava.
- AMSTUTZ, G. C. 1968a: Spilites and Spilitic Rocks. In „Basalts“, Vol. 2, ed. H. H. Hess and A. Poldervaart, p. 737—753.
- AMSTUTZ, G. C. 1968b: Les laves spilitique et leurs gites minéraux. *Geol. Rdsch.*, 3, Bd. 57, p. 936—954. Stuttgart.
- BAJANÍK, Š. 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou horou a Hnilcom. *Geol. práce, zošit 61*, p. 235—249. Bratislava.
- BAJANÍK, Š. 1968: Tektonická analýza rakoveckej série. *Zb. geol. vied, ZK 9*, p. 49—70. Bratislava.
- BAJANÍK, Š. 1969: Kyslé diferenciáty bázického vulkanizmu v rakoveckej sérii. *Geol. práce, Správy 48*, p. 71—80. Bratislava.
- BAJANÍK, Š. 1971: Volcanisme en Tunisie. *Ann. Min. Géol.*, 25, p. 1—63. Tunis.
- BARTH, V. 1966: Devonský vulkanizmus šternbersko-hornobenešovského pásma v Nížkém Jeseníku. *Acta univ. Palackianae Olomucensis, Fac. rer. sci.*, 1, p. 1—131. Praha.
- BATTEY, M. H. 1974: Spilites as weakly metamorphosed tholeites. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), *Int. Union Geol. Sc., Series A*, 4, p. 366—372. Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- CANN, J. R. 1969: Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *Jour. Petr.*, 10, 1, p. 1—19.
- COOMBS, D. S. 1954: The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zeland. *Trans. Roy. Soc. N. Z.* 82, p. 65—109. Wellington.
- COOMBS, D. S. 1960: Lower grade mineral facies in New Zeland. 21 th Intern. Congr., Norden, part 13, p. 339—351. Copenhagen.
- COOMBS, D. S. 1974: On the mineral facies of spilitic rocks and their genesis. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), *Int. Union Geol. Sc. Series A*, 4, p. 373—385.
- ČORNÁ, O. 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spišsko-Gemer-skie Rudnyje Gory, Slovákija, nižnij paleozoj). *Geol. Carpathica*, XXIII, 2, p. 379—382. Bratislava.
- DURAND, B. — GAGNY, Cl. 1966: Observations sur le mode de gisement. *Geol. Rdsch.*, Bd. 55, 2, p. 329—341. Stuttgart.
- FIALA, F. 1966: Silurské polštárové lávy Barrandienu. *Čas. pro min. geol. r.* 11, č. 3, p. 267—276. Praha.

- FIALA, F. 1974: Some notes on the problem of spilites. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), Int. Union Geol. Sc., Series A, 4, p. 9—22.
- FONTEILLES, M. 1968: Contribution à l'analyse du processus de spilitization. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français). Bull. B. R. G. M., 2, II, 3, p. 1—54. Paris.
- GUBAČ, J. 1969: Petrografická a geochemická charakteristika hlavných typov hornín karbónu a rakoveckej série Spišsko-gemerského rudohoria. Zborn. geol. Vied, Rad. ZK, p. 7—54. Bratislava.
- JUNG, J. 1955: Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. C. R. Acad. Sci. t. 240, n. 7, p. 799—800. Paris.
- JUTEAU, T. — ROCCI, G. 1966: Étude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges Septentrionale). Évolution d'une série spilite-kératophyre. Sciences de la Terre, t. XI, 1, p. 68—104. Nancy.
- JUTEAU, T. — ROCCI, G. 1974: Vers une meilleure connaissance du problème des spilites a partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophyrique hercynotype. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), Int. Union Geol. Sc., Series A, 4, p. 253—329.
- KAMENICKÝ, L. — MARKOVÁ, M. 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série Gemerid. G. P. Správy 5, p. 109—185. Bratislava.
- KANTOR, J. 1962: Izotopy obyčajného olova na niektorých ložiskách Západných Karpát. Geol. práce, Správy 61, p. 175—199. Bratislava.
- KORZHINSKIJ, D. S. 1959: Physico-chemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau, 142. New York.
- KUNO, H. 1967: Differentiation of basalt magma. In „Basalts“, Vol. 2, ed. H. H. Hess and A. Poldervaart, p. 623—688.
- LEBEDINSKIJ, V. I. 1964: Genesis i klassifikacija spilito-keratofyrovych formacij. In „Petrografičeskie formacie i problemy petrogenezisa“, Meždunar. geol. kongr., XXII ses., izd. Nauka. Moskva.
- LEHMAN, E. 1974: Spilitic magma. Characteristics and mode of formation. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), Int. Union Geol. Sc., Series A, 4, p. 23—38.
- LOESCHKE, J. 1973: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. Neues Jahrb. f. Miner. Abh., Bd. 119, p. 20—56. Stuttgart.
- MACDONALD, G. M. 1972: Volcanoes. New Jersey.
- MANSON, V. 1967: Geochemistry of basaltic rocks: Major elements. In „Basalts“, Vol. 1, ed. H. H. Hess and A. Poldervaart, p. 215—269.
- MĚSKA, G. — FIALA, F. 1948: Několik poznámek o typech diabasových hornin v Barrandienu. Časopis Nár. Muz. Odd. přírodoved., 117, p. 149—165. Praha.
- MIYASHIRO, A. 1967: Metamorphism of mafic rocks. In „Basalts“, Vol. 2, ed. H. H. Hess and A. Poldervaart, p. 799—834.
- NAREBSKI, W. 1964: Petrochemistry of pillow lavas of Kaczawa Mountains and some general petrogenetical problems of spilites. Prace. Muzeum Ziemi, 7, p. 69—206. Warszawa.
- NAREBSKI, W. 1974: A statistical study of specific petrochemical features of some spilitic rocks series. In „Spilitic Rocks“, (ed. by G. C. Amstutz), Int. Union Geol. Sc. Series A, 4, p. 127—159.
- ONDREJKOVIČ, K. — HURNÝ, J. — CABALA, D. 1973: Závěrečná zpráva Rudňany-Juh Fe, Cu — Výpočet zásob. Geofond, Bratislava.

- PÉRIGNON, N. V. — SHAW, M. D. 1972: Comportement du lithium et d'autres éléments en traces dans quelques coulées triassiques de l'aigle de Morges (Alpes françaises méridionales). Une contribution au problème de l'origine des roches spililitiques. *Géologie Alpine*, t. 48, p. 201—206. Grenoble.
- PŮRAINEN, T. — ROUHUNKOSKI, P. 1974: General features of spilitic rocks of Finland. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), *Int. Union Geol. Sc., Series A*, 4, p. 191—205.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *Zborn. geol. Vied, Rad ZK.*, 4, p. 29—144. Bratislava.
- SHARFMAN, V. S. 1968: On the average chemical composition of spilites. *Doklady Ak. Nauk SSSR*, vol. 180, 1, p. 202—203. Moskva.
- SHILOV, V. N. 1974: The pillow lavas of Sakhalin and the Kurile Islands and their significance for the solution of the spilite problems. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), *Int. Union Geol. Sc., Series A*, 4, p. 387—402.
- SMITH, R. E. 1974: The production of spilitic lithologies by burial metamorphism of flood basalts from the Canadian Keweenawan, Lake Superior. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), *Int. Union Geol. Sc., Series A*, 4, p. 403—414.
- SNOPKOVÁ, P. 1963: Správa o palynologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spiško-gemerského rudohoria. *Spr. geol. výsk. v r. 1963*, 2, p. 63—64. Bratislava.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. *Acta geol. hung.*, 5, 2, Budapest.
- TANE, J. L. 1974: Quelques observations nouvelles relatives à la gène des laves spililitiques. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), *Int. Geol. Sc., Series A*, 4, p. 349—358.
- VALLANCE, T. G. 1960: Concerning spilites. *Proc. Linn. Soc. N. S. W.*, 85, p. 8—52.
- VALLANCE, T. G. 1974: Pyroxenes and the basalts. Spilite relation. In „Spilites and Spilitic Rocks“ (ed. by G. C. Amstutz), *Int. Union Geol. Sc., Series A*, 4, p. 59—68.
- VARGA, I. 1973: Minerals associations of the metamorphism regional and their zoning in the Spiško-gemerské rudohorie Mts. (in Russian). *Mineralia slov.*, vol. 5, n. 2, p. 115—134. Spišská Nová Ves.
- ZAVARICKIJ, V. N. 1946: Spilito-keratofyrovaja formacija okrestnostej Bljavy na Urale. *Trudy Inst. geol. nauk, vyp. 71, ser. petr. n. 24*, p. 1—83. Moskva.
- YODER, H. 1967: Spilites and serpentines. *Carnegie Inst., Yearbook*, 65, p. 269—279. Washington.
- YODER, H. — TILLEY, C. 1962: Origin of basalts magma: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, 3, p. 343—532. Oxford.

Štefan Bajaník

Petrogenéza devónskych vulkanických hornín Spiško-gemerského rudohoria

Resumé anglického textu

Rakovecká séria Spiško-gemerského rudohoria prináleží najpravdepodobnejšie devónu-spodnému karbónu? Je charakteristická mohutným subakválnym

bázickým vulkanizmom (diabázy, spility), lokálne vulkanizmom acidným až intermediárnym (kremité porfýry, kremité keratofýry, kremité porfyrity). V závere vývojovej etapy série dochádza k intrúzii magmy gabroidného až intermediárneho zloženia, foriem subvulkanických, miestami ložných foriem. Podstatná časť článku je venovaná genéze bázického subakválneho vulkanizmu, špeciálne problému spilitizácie.

V súhlase s viacerými autormi termínom spilit označujeme horniny s týmito znakmi: zachovanou magmatickou štruktúrou, charakteristickou minerálnou asociáciou a chemizmom. Uvedené znaky charakterizujú i diabázy, s výnimkou plagioklasov, ktoré sú bázickejšie a majú odlišné chemické zloženie. Vzhľadom k tomu, že rakovecká séria je regionálne metamorfovaný komplex, genéza spilitov mohla byť riešená iba v zónach tektonických tieňov, kde tak spility, ako aj diabázy si uchovávajú magmatické štruktúry.

Pri riešení spilitizácie sme vychádzali z podrobnej analýzy lávových prúdov. Na jej základe sa prikláňame k názoru o sekundárnom -metasomatickom pôvode spilitov. Periférne časti lávových prúdov majú v primárnych štruktúrach albit — obecný amfibol, pyroxén; centrálné časti lávových prúdov oligoklas (andezín) — obecný amfibol, pyroxén. Externé zóny lávových prúdov v porovnaní s centrálnymi časťami sa vyznačujú zvýšeným obsahom Na_2O a nižším obsahom CaO a MgO .

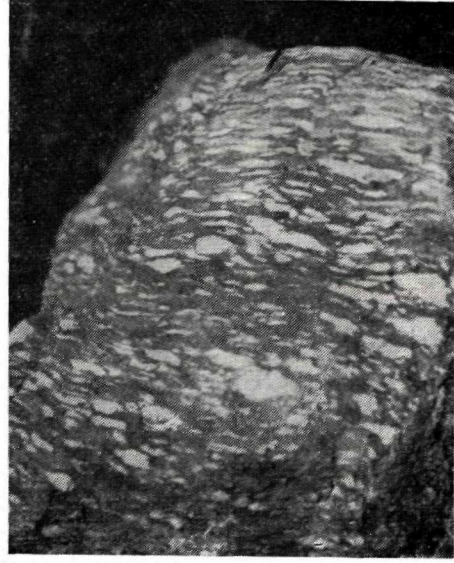
Rozhodujúcim fenoménom pri vzniku spilitov bola morská voda. Jej aktivizácia bola zvýšená juvenilnými zložkami, synchronnými s aktívnym vulkanizmom. Nevylučujeme čiastočnú premenu magmatu pred jeho vlastnou efúziou. Pri výmenných reakciách zložiek lávových prúdov a morskej vody časť Ca , čiastočne Mg , bola z okrajových úsekov lávových prúdov vyplavená. Nasvedčuje tomu prítomnosť kalcitu a dolomitu v sprievodných tufitoch.

Paragenéza minerálov spilitov je takáto: albit-obecný amfibol-pyroxén-chlorit-epidot-zoizit-ilmenit-oxidy Fe . Z magmatických štruktúr prevláda štruktúra ofitická, subofitická a intersertálna.

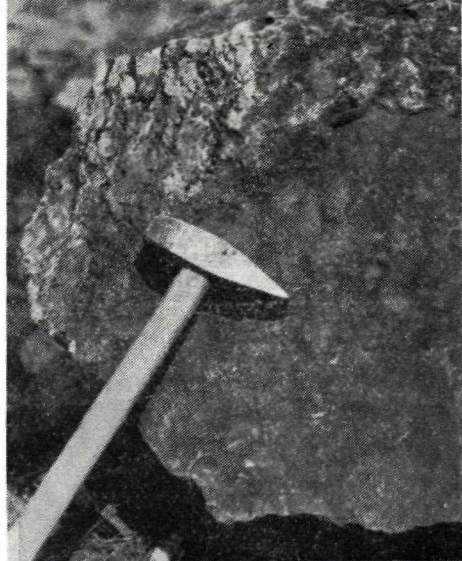
Asociácia minerálov diabázov je podobná, s výnimkou bázickejšieho plagioklasu.

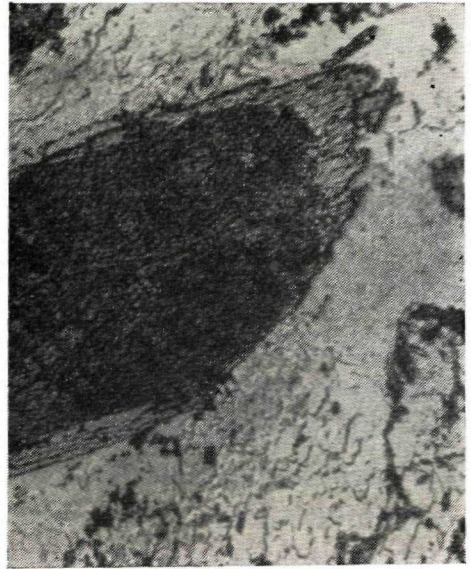
Petrochemicky sú študované horniny blízke alkalickému bazaltu a zasahujú až do poľa bazaltu toleitického.

Základné petrofácie vulkanitov rakoveckej série sú: spility-diabázy-kremité porfýry-kremité keratofýry-kremité porfyrity. Táto asociácia nám dovoľuje paralelizovať vulkanity rakoveckej série so spilit-diabáz-keratofýrovou formáciou.

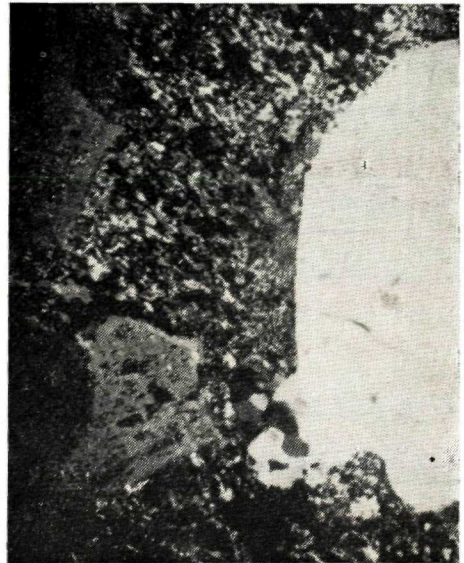
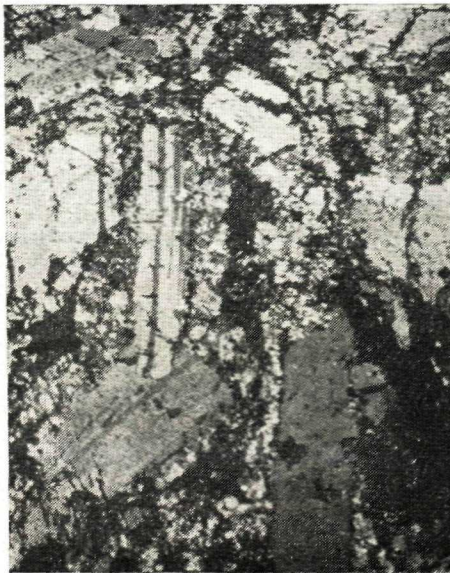


1. Porphyric diabase with the phenocrysts of common hornblende. Hnilec—Na Šajbchá. Photographed by Š. Bajaník.
2. Amygdaloidal spilite. Amygdales filled up with calcite. Rakovec. Photographed by Š. Bajaník.
3. Basic tuffite of banded structure. Nálepko. Photographed by Š. Bajaník.
4. Agglomerate tuff. Rakovec. Photographed by Š. Bajaník.





1. Interbedded quartz porphyrite and tuffites. Hnilec. Photographed by Š. Bajaník.
2. Phenocryst of common hornblende of quartz porphyrite with chloritized rims. Hnilec. x 90. Crossed nicols. Photographed by F. Vrbovský.
3. Spilit. Association: albite, common hornblende (partial chloritization), epidote, zoisite, ilmenite. Hnilčik x 90. Crossed nicols. Photographed by F. Vrbovský.
4. Quartz porphyry. Phenocrysts: corroded quartz, feldspar. Felsitic mesostasis: quartz, sericite. Žakarovce. x 90. Crossed nicols. Photographed by F. Vrbovský.



Ján Turan — Lídia Vančová

Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát

(18 obr. v texte, 3 fotogr. tab., anglické resumé)

Abstract. Summarized are the results of the study of carbonate minerals restricted to the evaporite facies of the West Carpathians. Most attention is paid to magnesite or to intermediary members of the order $MgCO_3 - FeCO_3$. The authors suppose that the minerals originated in the chemogenic-sedimentary conditions. The conclusions are supported by the results of many mineralogical-chemical analyses.

Úvod

Doposiaľ neboli detailnejšie preštudované karbonáty viazané na evapority Západných Karpát, a to ani z hľadiska ich kvalitatívneho, ani kvantitatívneho zastúpenia. Týka sa to i mineralogicko-geochemických a petrograficko-litologických problémov.

Jednu z hlavných príčin tohto stavu možno hľadať v tom, že viaceré významné polohy síranov boli objavené vrtným prieskumom iba v poslednom období. Vrtný prieskum sa spravidla nezameriaval na prieskum evaporitov, ale sledoval iné ciele. Vrtné práce boli orientované predovšetkým na prieskum rudných ložísk, živíc, cementárskych surovín, alebo mali za úlohu skúmať geologickú stavbu. V mnohých prípadoch tieto vrty zachytili evapority. Ide predovšetkým o vrty situované v Juhoslovenskom krase, v Rožňavskej a Košickej kotline, v predpolí Galmuského pohoria, vo Východoslovenskej nížine, Považskom Inovci atď.

Evaporitová fácia síranového charakteru, ktorou sa v práci budeme bližšie zaoberať, je v Západných Karpatoch dosť rozšírená. Môžeme predpokladať, že nové vrtné práce objavia ďalšie síranové polohy.

Sírany Západných Karpát sú nedostatočne preštudované i preto, lebo vo väčšine prípadov prieskum objavil anhydritové polohy, ktoré doposiaľ naše národné hospodárstvo nevyužívalo. Sadrovec, ktorý má široké uplatnenie

Doc. RNDr. J. Turan, CSc. — RNDr. L. Vančová, Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

v priemysle maltovín, sa v síranových polohách vyskytuje v menšom množstve.

Práca sa teda aspoň čiastočne snaží odstrániť tento nedostatok. Z toho dôvodu sme sa rozhodli kompletne spracovať temer všetky dôležitejšie evaporitové ložiská, a to v celej stratigrafickej škále, od najstarších v perme po najmladšie v neogéne. Išlo nám nielen o kvalitatívne a kvantitatívne vyhodnotenie magnezitu, prípadne aj iných karbonátov v jednotlivých ložiskách časovo a priestorovo často dosť vzdialených, ale sme chceli poukázať i na niektoré zákonitosti, ktorými sa riadi výskyt magnezitu v evaporitových ložiskách.

Stručný prehľad literárnych údajov o študovanom probléme

Nakoľko evaporitové ložiská neboli preskúmané, dosiaľ nebolo známe, že magnezit sa v evaporitových ložiskách permu a triasu vyskytuje pomerne vo veľkom množstve. O výskyte magnezitu v síranovom ložisku Novoveská Huta, ktoré je jedným z najznámejších a najbohatších sadrovcových ložísk v Západných Karpatoch, sa vie už od roku 1954. Je to jediné ložisko, ktoré sa v súčasnom období ťaží. O tomto ložisku sa nám zachovalo najviac údajov v početných prácach prieskumného charakteru. F. Němec (1952) chemickými analýzami zistil, že zvýšený obsah Mg je viazaný predovšetkým na magnezit. Odvtedy sa o magnezite zmieňujú všetky prieskumné práce zaoberajúce sa týmto ložiskom.

Podľa M. Mišíka (1962) sa magnezit nachádza i v síranovom ložisku Biele Vody. Jeho výskyt v tomto ložisku určil na základe pomerne vysokého indexu lomu. Hodnotu indexu lomu N_0 , o niečo vyššiu ako 1,700, môže však mať aj ankerit chudobný na Fe, ako uvažuje sám autor, a preto pochybuje, či ide skutočne o magnezit.

V ostatných evaporitových ložiskách permu-triasu magnezit doposiaľ nebol objavený.

Podnet k výskumu našich evaporitových ložísk, zameranému na výskyt magnezitu, sme dostali najmä pri štúdiu zahraničnej literatúry. Boli to predovšetkým práce M. Bradensteina — E. Schrolla (1960), E. Schrolla (1961), W. Siegla (1967, 1969), J. Fijala — I. Stanczyka (1970), J. Leska (1972) atď. V uvedených prácach, ako aj v rade ďalších sa uvádzajú jasné dôkazy o výskyte magnezitu (breuneritu) v ložiskách salinárneho typu. Najpresvedčivejšími dôkazmi existencie magnezitu v evaporitových ložiskách boli röntgenografické, diferenciálno-termické záznamy a chemické analýzy.

E. Schroll (1961) röntgenografickými a diferenciálno-termickými analýzami dokázal prítomnosť magnezitu v anhydrite a v slaných fľoch v ložiskách Hallstatt, Ischl a Dürnberg vo Východných Alpách. Röntgenografický dôkaz magnezitu v zechsteinských slaných fľoch priniesol už v roku 1938 B. Kühn. Taktiež O. Breitsch zistil prítomnosť magnezitu v stasfurtskom solonosnom

horizonte, kde je magnezit mladší ako karnalit, s ktorým sa často vyskytuje spoločne.

Podobný prípad uvádza J. Fijal — I. Stanczyk (1970) z poľského soľného ložiska Inowroclaw. Podľa uvedených autorov magnezit tvorí v ložisku nepravidelné hniezda v soľonosnom horizonte. Vystupuje v tmavých uholných lupkoch v asociácii s anhydritom a s kuchynskou soľou.

Veľkú pozornosť venoval magnezitovým výskytom vo verfénских bridliciach v oblasti Leogangu W. Siegel (1964). Pováčšine išlo o úlomky jemnozrných, svetložltých až svetlohnedých magnezitov vo verfénских bridliciach a pieskovcoch. Tieto úlomky sú na niektorých miestach ostrohranné, na iných čiastočne opracované. V mnohých prípadoch ide o konkrécie magnezitu, ktoré vznikli z gélovitej hmoty. Podobný prípad sa zatiaľ v Západných Karpatoch nevyskytol, i keď brekcie, lokálne až zlepenice s magnezitovými fragmentmi sa nachádzajú i v niektorých našich magnezitových ložiskách, napr. v Košiciach (J. Turan — L. Vančová 1972). Magnezity takéhoto druhu sa vo verféne zatiaľ u nás nenašli.

W. Siegel (1964) predpokladá, že magnezity viazané na verfénске bridlice a pieskovce v priestoroch Leogangu majú sedimentárny pôvod. Brekcie až zlepenice s magnezitovými fragmentmi vznikli ako intraformačné brekcie rozrušením kompaktných polôh magnezitu v dôsledku nepokojnej sedimentácie. Tieto magnezity prirovnáva k magnezitom typu Hall, ktoré majú nepopierateľne salinárny pôvod. V tyrolskom ložisku Hall sa magnezit vyskytuje v asociácii s anhydritom a NaCl. Magnezity v oblasti Leogangu sa však nenachádzajú spolu s evaporitmi. Z toho dôvodu ich W. Siegel (1964) považuje za prechodný typ medzi typom Hall a typom Veitsch.

V ďalšej práci W. Siegel (1969) uvažuje o salinárno-sedimentárnom vzniku magnezitu typu Entachen v oblasti Salzburgu. Vidí určitú spojitosť medzi magnezitmi Entachenu a fosforitovými ložiskami. W. Siegel (1969) nevyklučuje ani pôsobenie metasomatických procesov na magnezity entachenského typu. Prebiehajú však pod vplyvom salinárnych luhov v sedimentačných bazénoch v diagenetickom štádiu.

J. Lesko (1972) sa vyjadril ku všetkým základným genetickým typom magnezitových ložísk. Predpokladá, že vznikli účinkom exogénnych a nie endogénnych činiteľov. Zvýšenú koncentráciu horčička v špecializovaných morských bazénoch podľa neho spôsobilo viac rôznych činiteľov. Za najdôležitejšie považuje subakvatické zvetrávanie minerálov bohatých na Mg, prípadne prínos horčička z pevniny, alebo vyparovanie morskej vody v lagúnach. Takisto ako H. Leitmeier (1953) a H. Leitmeier — W. Siegel (1954) predpokladá, že magnezit sa v morských bazénoch nevyzrážal priamo. Najskôr sa vyzrážajú vodnaté uhličitaný a až v diagenetickom štádiu postupne strácajú vodu a vzniká magnezit. Vznik magnezitu vyjadril takto:



J. Lesko (1972) vidí aj určitú analógiu medzi magnezitmi viazanými na evapority a klasickými ložiskami hrubokryštalického magnezitu. Predpokladá, že v oboch typoch je zdrojom Mg morská voda a Mg vznikal v sedimentačno-diagenetických podmienkach. Hlavný rozdiel vidí v tom, že v klasických ložiskách kryštalického magnezitu (typ Veitsch) neskoršie pôsobili metamorfné procesy a uplatnili sa v nich aj iné minerálne asociácie.

Viaceri autori pripisujú magnezitu z evaporitových ložísk epigenetický pôvod. Zdrojom horečnatých roztokov, ktoré podmienili vznik magnezitu, sú podľa nich metamorfné procesy.

Niektorí autori, napr. O. Friedrich (1959), J. Fijal — J. Stanczyk (1970), považujú magnezity viazané na evapority za syngenetické. Magnezit môže vzniknúť pri chemogénnych sedimentačných procesoch viac-menej súčasne s anhydritom. E. Schroll (1961) uvádza takúto rovnicu:



Opisované výskyty magnezitu viazané na evapority v Rakúsku, v Nemeckej demokratickej republike a v Poľsku patria do permu, prípadne do spodného triasu. Zatiaľ nie sú v týchto krajinách známe výskyty magnezitu v neogénnych ložiskách evaporitov. Pravda, v iných krajinách sa magnezit vyskytuje aj v chemogénnych sedimentoch mladších útvarov ako perm — trias. P. Bartholome et al. (1973) zaznamenáva výskyt magnezitu v kriede Konga, ktorý vznikol v diagenetickom štádiu z hydromagnezitu. Napokon sú známe výskyty magnezitu v subrecentných až recentných chemogénnych sedimentoch Kaspického mora (N. M. Strachov 1945), Perzského zálivu (P. Busch 1973), a Coorong Lagoon v J. Austrálii (M. R. Walter — S. Colubic — W. T. Preiss 1973, B. H. Purser 1973).

Odber vzoriek a metodika výskumu

Pri výskume magnezitov viazaných na evapority Západných Karpát sme sa snažili preštudovať evapority všetkých nám dostupných stratigrafických obzorov, patriacich do rôznych geologicko-tektonických a topografických jednotiek.

Celkove sme odobrali cca 400 vzoriek z 12 lokalít a 30 vrtov, z čoho sme analyzovali 336 vzoriek. Z uvedeného počtu iba 22 vzoriek z lokality Novoveská Huta pochádza z haldového materiálu. Prehľad o počte odobraných a analyzovaných vzoriek z jednotlivých lokalít, ako aj frekvenciu výskytu karbonátových minerálov uvádzame v tab. 1.

lokalita	počet vz.	kalcit		dolomit		magnezit		siderit	
		počet vz.	%	počet vz.	%	počet vz.	%	počet vz.	%
Smižany	99	1	1,01	23	23,23	87	87,88	—	—
Novoveská Huta	22	—	—	7	31,82	17	77,27	—	—
Biele Vody	50	5	10,—	14	28,—	37	76,—	—	—
Šankovce	81	13	16,05	53	65,43	39	48,15	—	—
Strelnice	27	4	14,81	16	59,26	15	55,56	—	—
Špania Dolina	23	5	21,74	18	78,26	9	39,13	—	—
Soblahov	19	7	36,84	19	100,—	11	57,89	—	—
Bzovík	5	3	60,—	5	100,—	—	—	—	—
Hencovce	6	6	100,—	6	100,—	—	—	—	—
Zbudza	28	20	71,43	28	100,—	—	—	—	—
Spíšská Poruba	4	4	100,—	4	100,—	—	—	—	—
Kecerovské Peklany	2	—	—	2	100,—	—	—	2	100,—

Prevažná väčšina vzoriek bola odobraná z vrtných jadier. Hĺbkový interval odberu je rôzny. Počet vzoriek z jednotlivých vrtovej je rôzny, závisí od hĺbky vrtu a mocnosti evaporitových polôh.

Najvyšší počet vzoriek sme odobrali zo síranových polôh, hlavne z anhydritu. Z neogénnych evaporitov sme odobrali vzorky soľonosných ílov a masívnych polôh kamennej soli. Menej vzoriek pochádza z karbonátových polôh, ktoré vystupujú v rámci evaporitového komplexu a napokon niekoľko vzoriek z ílovcov a sprievodných silikátových hornín.

Pri spracovaní vzoriek sme postupovali tak, že podrvenú vzorku, triedu pod 0,071 mm, ktorá reprezentovala priemerné zloženie celej vzorky, sme podrobili manometrickej analýze. Na základe výsledkov manometrických analýz sme vyberali vzorky na ďalšie skúmanie.

Určenie charakteru magnezitu viazaného v evaporitoch, stanovenie jeho chemického zloženia, hlavne obsahu Fe a určenie jeho kvality si vyžiadalo separácie magnezitu.

Na separáciu sme vybrali vzorky s relatívne najvyšším obsahom magnezitu (podľa výsledkov manometrických analýz). Rozdrvili sme ich a vysitovali sme triedu 0,2—0,09 mm. Šírku triedy sme zvolili tak, aby nám zostalo dostatočné množstvo vzorky na ďalšie spracovanie. Veľkosť triedy sme zvolili tak, aby sme zrná magnezitu viac-menej uvoľnili, čo je prvý predpoklad pre rozdruženie, a zároveň ponechali dostatočne veľké zrno pre ďalšie spracovanie.

Táto separácia bola veľmi obtiažna nielen preto, že priemerný obsah magnezitu je veľmi nízky (cca 6,40 %, v rozpätí od 1,12 do 34,53 %), jeho zrnitosť veľmi malá (> 1 mm) a vystupuje vo forme individuálnych zrn viac-menej rovnomerne rozptýlených v anhydrite (tab. I, obr. 1, 2, 4), alebo usporiadaných do nepravidelných vrstvičiek (tab. II, obr. 1, 2) často s inklúzia-

mi anhydritu v magnezite, ale aj preto, že dva hlavné minerály, anhydrit a magnezit, majú podobné vlastnosti — približne rovnakú špecifickú váhu, rozpustnosť, drviteľnosť atď.

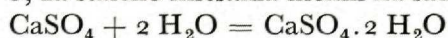
Tab. 2

	anhydrit	magnezit
špecifická váha	2,9	2,9—3,1
rozpustnosť vo vode v HCl za studena v HCl za tepla	málo rozpust. málo rozpust. rozpustný	málo rozpust. málo rozpust. rozpustný
magnetická susceptibilita (cgs)	$-49,7 \cdot 10^{-6}$	$-32,40 \cdot 10^{-6}$

Pretože žiaden z dostupných spôsobov separácie (elektromagnetická separácia, separácia na splave, separácia v ťažkých kvapalinách) nebol celkom vyhovujúci, museli sme hľadať principiálne iný spôsob spracovania. Chceli sme anhydrit premeniť na taký minerál, ktorého odstraňovanie by nerobilo veľké ťažkosti.

Po konzultácii s doc. Ing. J. Babčanom sme vyskúšali dva spôsoby:

V prvom prípade sme anhydrit (trieda 0,09—0,2 mm) hydratáciou s destilovanou vodou pri 25 °C, za stáleho miešania menili na sadrovec



Pri daných podmienkach sa rovnováha tejto reakcie posúva doprava.

Po 24 hodinách sme nespozorovali prakticky žiadnu zmenu, po 3 mesiacoch sa asi 15 % anhydritu zmenilo na sadrovec a ani po 7 mesiacoch hydratácia neprebehla kvantitatívne. Pre veľmi malú reakčnú rýchlosť je táto úprava pre nás nepoužiteľná, ale pre priemyselnú úpravu ju nevylučujeme.

V druhom prípade sme rozdrvenú vzorku sýtli 5 % roztokom Na_2CO_3 , čím sme anhydrit zmenili na kalcit



a ten sme odstránili rozpúšťaním v zriedenej HCl 1 + 3. Vzorku sme potom premyli a vysušili. Takto spracované vzorky obsahovali približne 50 % magnezitu, zvyšok tvorili hlavne úlomky chloritických bridlíc, kremeňa, pyritu, živcov a niektorých ďalších minerálov.

Napriek takémuto náročnému, zdĺhavému a pracnému separačnému procesu vo vzorke ešte stále zostáva malá časť znečistenín (spravidla do 5 %).

Niektoré vzorky však nebolo možné použiť ani po tejto úprave. Ide o vzorky,

ktoré obsahujú veľmi jemnozrnný magnezit (niekoľko mikrónov) rozptýlený v anhydrite (tab. I, obr. 4). Pri zvolenej veľkosti triedy (0,09—0,2 mm) magnezit v tomto prípade nie je uvoľnený (vzorky zo Španej Doliny, Soblahova). Pri separácii vzoriek zo Španej Doliny magnezit prechádzal do ľahkej frakcie.

Stupeň vyčistenia vzorky sme po každej operácii kontrolovali mikroskopicky s kvantitatívnym odhadom percentuálneho zastúpenia magnezitu vo vzorke.

Tab. 3

výber vzorky	Na separáciu sme vybrali vzorky už primárne bohatšie na magnezit
↓	
sýtenie s Na_2CO_3	Anhydrit, resp. sadrovec sme zmenili na kalcit
↓	
rozpúšťanie v HCl	Odstránili sme novovzniknutý kalcit
↓	
dekantácia dest. H_2O a vysušenie	
↓	
separácia bromoformom	Odstránili sme minerály s priemernou hustotou nižšou ako magnezit (kremeň, časť bridlíc, živce atď.)
↓	
premývanie alkoholom a vysušenie	
↓	
separácia metylénjodidom	Odstránili sme minerály ťažšie ako magnezit (pyrit, limonitizované úlomky bridlíc atď.)
↓	
premývanie benzénom a vysušenie	
↓	
elektromagnetická separácia	Dočistenie magnezitu

Pri separácii sme vychádzali zo 100, resp. 200 gramov pôvodnej vzorky a spracovali sme takto asi 40 vzoriek. Nakoľko po uskutočnení celého separačného procesu zostalo z niektorých vzoriek iba veľmi malé množstvo, spojili sme

viaceré vzorky z rovnakého vrstu a blízkej metráže do jednej vzorky. Takto pripravené vzorky do určitej miery spriemerňujú výsledné chemické zloženie, ide však o prvý komplexnejší výskum týchto magnezitov.

Pri našom výskume sme vychádzali jednak z analýz takto vyseparovaných vzoriek magnezitu, jednak z analýz pôvodných vzoriek.

V pôvodných vzorkách sa vyskytuje pomerne málo magnezitu, najčastejšie len niekoľko % (pozri manometrické analýzy). Z tohto dôvodu sme si museli zvoliť vhodnú metódu, ktorou by bolo možné vyhodnotiť nielen kvalitatívne, ale aj kvantitatívne zastúpenie karbonátových minerálov v analyzovaných vzorkách. Najvhodnejšia bola manometrická metóda doplnená najmä rtg-analýzami a derivatografickými analýzami, ako aj optickými metódami. Treba priznať, že bez manometrickej metódy by sme neboli schopní úspešne vyriešiť uvedený problém. Samotná metóda, ako aj spôsob vyhodnotenia manometrických analýz sú uvedené v prácach J. Turana (1965) a J. Turana — L. Vančovej (1972). Okrem toho z 23 vzoriek boli urobené kvalitatívne spektrochemické analýzy (J. Chudý, GÚ PFUK).

Z vyseparovaných vzoriek magnezitu v analytickom oddelení GÚ PFUK urobili klasické chemické analýzy — stanovenie MgO, FeO, MnO, SiO₂, nerozpustného zvyšku a straty žíhaním (J. Polakovičová), stanovenie Ca a Fe atómovou absorpčnou spektrofotometriou (E. Martiny), kvantitatívne spektrochemické analýzy B, Mn, Pb, Ti, V, Cu, Ag, Ni, Co, Cr, Ba a Sr (J. Kubová). Ďalej sme tieto vzorky podrobili manometrickým analýzám, rtg-analýzám, derivatografickým analýzám a mikroskopickému štúdiu (hlavne stanovenie indexov lomu, vyhodnotenie nerozpustnej časti).

Výskyty magnezitu v evaporitoch a ich závislosť od stratigrafickej pozície

Zatiaľ sme zistili, že magnezit sa vyskytuje iba v evaporitoch permu a triasu Západných Karpát. V mladších evaporitoch zatiaľ magnezit zistený nebol. I keby sa magnezit našiel aj v mladších evaporitových fáciách, nepredpokladáme, že by mohli jestvovať väčšie koncentrácie, nakoľko sa tu nevyskytuje alebo iba v malom množstve hlavný nositeľ magnezitového zrudnenia — anhydrit. Sadrovec sa pravda nachádza častejšie, ale v žiadnom prípade však nie v takom rozsahu ako v permotriase.

V neogénnych evaporitoch má dominujúce postavenie halit. Naopak, v evaporitoch permu—triasu Západných Karpát sa tento minerál vyskytuje iba výnimočne. Napríklad vo vrte SM-I (Smižany) bola kuchynská soľ zachytená v niekoľkých polohách, ktoré obsahujú i magnezit. V porovnaní s obsahom magnezitu viazaného na síranové polohy je obsah magnezitu v polohách

s kuchynskou soľou menší. Kuchynská soľ neogénnych ložísk neobsahuje žiadne stopy magnezitu.

Analyzovali sme niekoľko vzoriek z evaporitov paleogénu, z vrhu GK-IV (Bzovík) na úpätí Krupinskej vrchoviny (M. Marková et al. 1972). V tejto lokalite, ako i v rade ďalších, ktoré patria k neogénnym evaporitom (Zbudza, Šarišská Poruba, Hencovce) sa z karbonátových minerálov vyskytuje kalcit a dolomit. Jedinú výnimku sme zistili v lokalite Kecerovské Pekľany, na pomedzí Prešovsko-košickej kotliny.



Obr. 1 Situačná mapka študovaných evaporitových výskytov
Fig. 1 Situation map of evaporite occurrences studied

V uvedenej lokalite sa však nenachádza magnezit, ale sideroplezit. Tento minerál sa vyskytuje v asociácii s Fe-dolomitmi až ankeritmi.

Podľa vzťahu k magnezitom a podľa stratigrafickej pozície sme evapority rozdelili do troch skupín:

1. Evapority permu-spodného triasu
2. Evapority vrchného triasu (keuperu)
3. Evapority paleogénu-neogénu

Evapority vrchného permu a spodného triasu

J. Bystrický — O. Fusán (1961) podľa súčasných poznatkov o stratigrafickej príslušnosti evaporitových ložísk Západných Karpát zaraďujú väčšiu časť ložísk do verfénu. Do vrchného permu s najväčšou pravdepodobnosťou patrí iba ložisko s polohami kuchynskej soli v Smižanoch (M. Maheľ — J. Vozár 1973).

V poslednom období sú určité nejasnosti v stratigrafickom zaradení meliatskej série. Z mikropaleontologických prác H. Kozura — R. Mocka (1973) vyplýva, že časť meliatskej série by sa mala zaraďovať do vrchného triasu. Šíranové polohy však najskôr patria k spodnému triasu (ústne zdelenie).

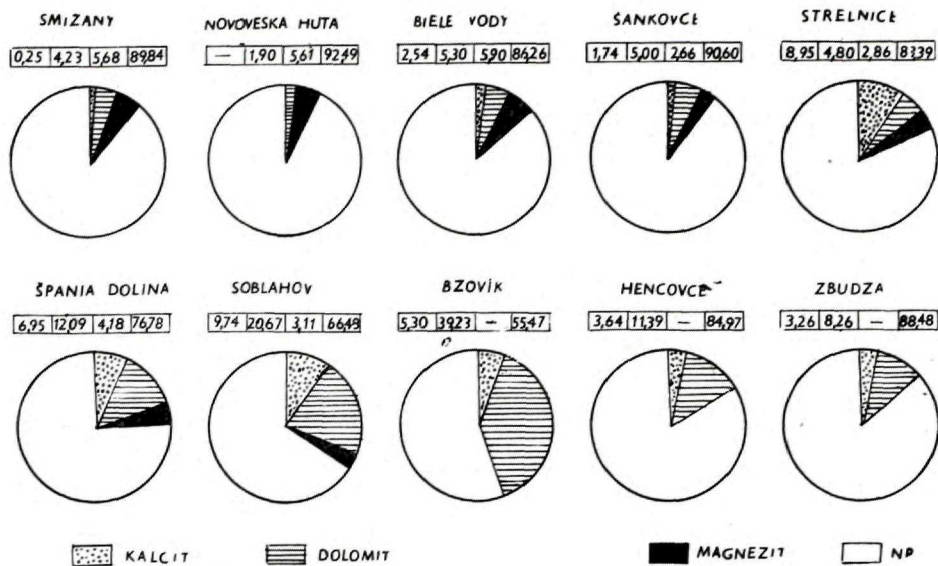
Päť lokalít s výskytom evaporitov, ktoré patria do vrchného permu až spodného triasu, sme podrobili mineralogickému štúdiu, aby sme zistili prítomnosť magnezitu. Ide o lokality Smižany, Biele Vody, Novoveská Huta, Šankovce, Strelnice. Zistili sme, že magnezit, prípadne jeho železitejšie deriváty (breunerit, mesitín) sa vyskytuje vo všetkých lokalitách. Pravda, nie všetky analyzované vzorky obsahovali magnezit. Frekvencia výskytu magnezitu v analyzovaných vzorkách pre jednotlivé lokality je uvedená v tabuľke 1. Z tabuľky vyplýva, že v najväčšej miere sa magnezit vyskytuje v lokalite Smižany, kde z 99 analyzovaných vzoriek nachádza sa v 87,88 %. V ďalších lokalitách vo veľkej miere sa výskyt magnezitu v analyzovaných vzorkách znižuje. Najnižšie percentuálne zastúpenie má magnezit v evaporitoch meliatskej série.

Treba konštatovať, že vo väčšine lokalít s evaporitmi, ktoré patria do vrchného permu až spodného triasu sa magnezit nachádza takmer vo všetkých vzorkách, ktoré obsahujú anhydrit. Sterilné boli iba tie vzorky, ktoré reprezentujú viac-menej čisté polohy vápencov a dolomitov, prípadne vložky ílových a piesčitých bridlíc. Z genetického hľadiska ide o veľmi dôležitý poznatok, ktorý svedčí o tom, že magnezity v evaporitových ložiskách nemajú charakter epigeneticko-hydrotermálne metasomatických ložísk, aký sa všeobecne pripisuje klasickým magnezitovým ložiskám paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Keby sme pripustili takúto možnosť aj pre vznik magnezitov viazaných na evapority, potom by sa magnezity museli vyskytovať predovšetkým vo vápencových a dolomitových polohách, ktoré by metasomaticky zatlačali. S takýmto prípadom sme sa však na evaporitových ložiskách nestretli.

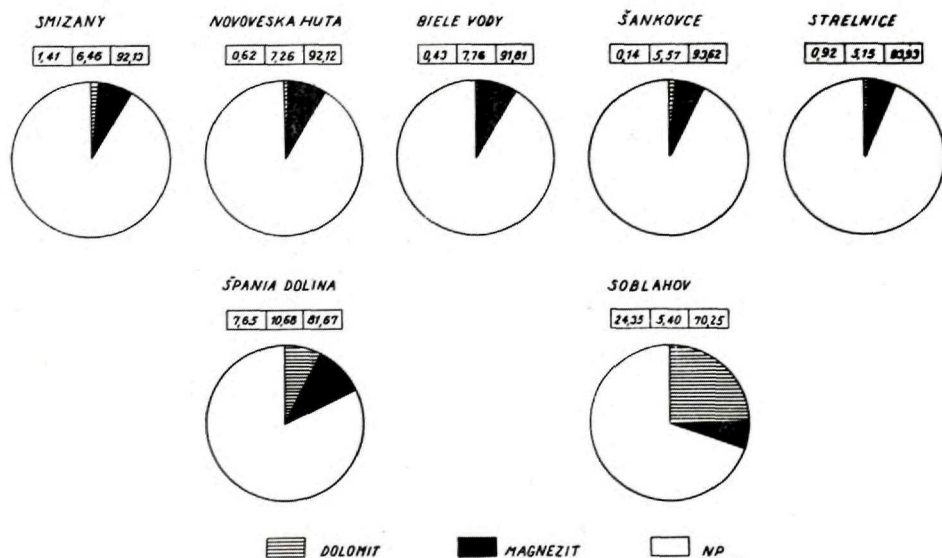
Ako sme už uviedli, magnezit v Západných Karpatoch, ktorý sa nachádza v evaporitových ložiskách, je najčastejšie v asociácii s anhydritom. V mnohých prípadoch sa vyskytuje spolu s dolomitom. Ani v jednom prípade sme však nezaznamenali asociáciu kalcit — dolomit — magnezit, alebo asociáciu kalcit — magnezit. (Pozri tab. manometrických analýz). To znamená, že žiadna vzorka obsahujúca kalcit neobsahuje zároveň magnezit. Ide o zákonitosť, ktorá má určitú obdobu v klasických magnezitových ložiskách kryštalickeho magnezitu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Je to ďalší faktor, ktorý treba brať do úvahy pri hodnotení genézy magnezitu.

Zaujímavé je tiež sledovať kvantitatívne zastúpenie magnezitu v analyzovaných vzorkách jednotlivých lokalít. Z grafických príloh, obr. 2, 3, vyplýva, že magnezit je v evaporitových ložiskách permotriasu rozložený dosť rovnomerne. Ak sme brali do úvahy iba vzorky, v ktorých bol zistený magnezit a neuvažovali sme s tými, v ktorých nebol, zistili by sme, že priemerný obsah magnezitu v jednotlivých lokalitách sa pohybuje v rozmedzí 5—8 %. Výnimku tvorí iba ložisko v Španej Doline, kde je priemerný obsah magnezitu o niečo vyšší.

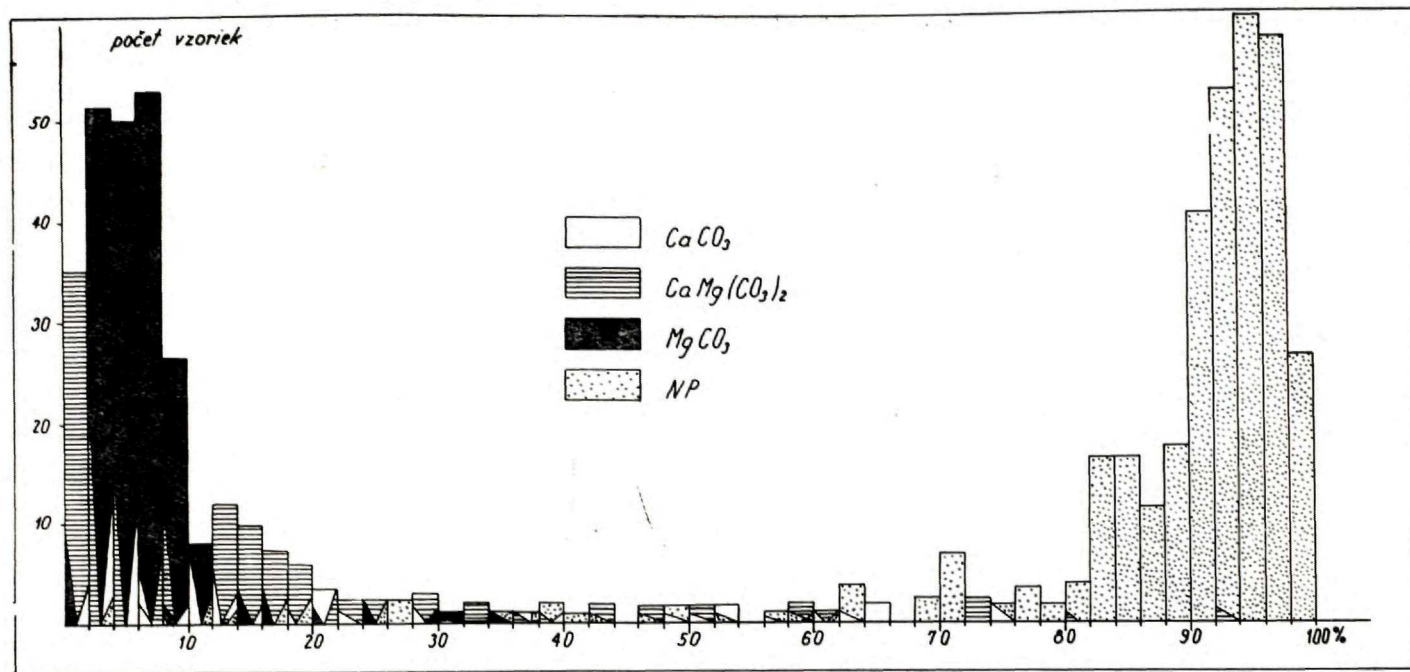
Kvantitatívne zastúpenie magnezitu v evaporitoch sa zásadne nemení ani



Obr. 2 Priemerné obsahy karbonátových minerálov študovaných vzoriek
 Fig. 2 Average contents of carbonate minerals in samples studied



Obr. 3 Priemerné obsahy karbonátových minerálov vzoriek s výskytom magnezitu
 Fig. 3 Average contents of carbonate minerals in samples with magnesite



Obr. 4 Histogram kalcitu, dolomitu, magnezitu a nekarbonátového podielu
 Fig. 4 Histogram of calcite, dolomite, magnesite and of non-carbonate portion

v závislosti od veku. V najstarších, permských evaporitoch, ktoré sme sledovali vo dvoch vrtoch SM-I a SM-II, sa vyskytuje v najväčšom množstve. Na základe výsledkov našich analýz na magnezit bohatší je vrt SM-I. Podobné obsahy, ba možno povedať, že v priemere ešte o niečo vyššie, majú evapority v niektorých lokalitách, ktoré zaraďujeme do verfénu, napr. Biele Vody, Novoveská Huta.

Výraznejšie rozdiely v kvantitatívnom zastúpení magnezitu sa skôr javia v závislosti od geografickej polohy. Na periférii severogemeridnej geosynklinály sa vyskytujú evapority s najbohatšími výskytmi magnezitu (Smižany, Biele Vody, Novoveská Huta). Na juhu gemeríd v evaporitoch meliatskej série sa magnezity vyskytujú v menšom množstve. Ide o lokality Šankovce a Strelnice.

Na histograme (obr. 4) môžeme sledovať variačné rozpätie obsahov magnezitu, dolomitu, kalcitu a nekarbonátového podielu z evaporitov Západných Karpát. Najväčšie variačné rozpätie magnezitu od 0 po 34,63 % majú vzorky z lokality Špania Dolina. Obsah magnezitu — 34,63 % — je súčasne najvyšší obsah, aký sme zaznamenali v prirodzenej vzorke v evaporitoch. Iba o niečo menšie hodnoty variačného rozpätia sme zaznamenali v ďalších lokalitách, a to Biele Vody, Novoveská Huta, Smižany. V ostatných lokalitách sú hodnoty variačného rozpätia menšie. Obyčajne sa pohybujú od 0 do 15 % (Strelnice, Šankovce).

Na obrázkoch 2, 3 vidíme nielen priemerné hodnoty zastúpenia magnezitu v jednotlivých lokalitách, ale aj priemerné hodnoty ostatných zložiek, ktoré sme sledovali manometrickými analýzami. Sú to obsahy kalcitu, dolomitu a nekarbonátového podielu. Grafické záznamy súčasne poukazujú na vzájomné vzťahy medzi uvedenými zložkami. V podstate možno vyjadriť tieto vzťahy, takto: v lokalitách, kde sme zaznamenali zvýšený priemerný obsah magnezitu sa znížil obsah dolomitu, ale najmä kalcitu. Naopak, v tých lokalitách, kde sme zaznamenali znížený obsah magnezitu, zvyšujú sa priemerné hodnoty dolomitu a kalcitu.

Nekarbonátový podiel (NP) predstavuje hodnotu, ktorú sme získali po odčítaní sumy karbonátov od 100. Z rozdielu medzi nekarbonátovým podielom (NP) a nerozpustným zvyškom (NZ) sme mohli stanoviť obsah síranov v analyzovaných vzorkách. Niekoľko takýchto príkladov je uvedených v tabuľke manometrických analýz. Z pomerne malého percentuálneho zastúpenia magnezitu v evaporitových ložiskách, ako aj z hodnôt variačného rozpätia vyplýva, že magnezit netvorí v rámci síranových a soľných polôh samostatné polohy s vyššie koncentrovaným obsahom magnezitu. Magnezit viazaný na evapority sa vždy vyskytuje vo forme vtrúsenín. (tab. I, obr. 1, 2). To znamená, že magnezit v evaporitoch nie je viditeľný voľným okom. To bol súčasne i hlavný dôvod, prečo sa ešte donedávna s istotou nevedelo, či sa v evaporitových ložiskách permotriasu Západných Karpát vyskytuje magnezit.

Vo veľkom počte chemických analýz, najmä z lokality Novoveská Huta, majú sírany zvýšený podiel horčíka. Keďže sa nerobili detailnejšie prepočty chemických analýz na minerálne zložky, všeobecne sa predpokladalo, že zvýšený obsah horčíka spôsobuje dolomit. Iba v poslednom období, keď sa začali robiť detailnejšie mineralogicko-petrografické rozborov evaporitov, sa zistilo, že zvýšený obsah horčíka, najmä v síranových polohách spôsobuje v prevažnej miere magnezit.

Evapority vrchného triasu (keuperu)

Prejavy magnezitovej mineralizácie sme zaznamenali i v evaporitoch, ktoré patria do keuperu. Mineralogicko-petrografickému rozboru sme podrobili dve lokality: Soblahov pri Trenčíne a Španiu Dolinu (obr. 1). V oboch prípadoch sme získali materiál zo štruktúrnych vrtoch. V Soblahove je to vrt SBM-I, ktorý zachytil medzi 1276—1316 m mocnejšiu polohu síranov. V Španej Doline sme materiál pre analytické a mineralogicko-petrografické rozborov odobrali zo skartovaných vrtoch ŠŠ-I a ŠŠ-II.

Z preskúmaného vrtného materiálu sme usúdili, že síranové polohy nie sú také mocné ako vo vrchnom perme alebo v spodnom triase. Sírany často nachádzame v rozptýlenej forme v ílovito-piesčitých bridliciach, ktorých prítomnosť prezrádzajú sekundárne sadrovcové žilky (tab. III, obr. 2). Keďže hlavným nositeľom magnezitového zrudnenia v evaporitových ložiskách je anhydrit, nijako neprekvapuje, že frekvencia prítomnosti magnezitu v analyzovaných vzorkách je malá. Malá frekvencia magnezitu v analyzovaných vzorkách je jedným z charakteristických znakov evaporitov viazaných na keuper.

Preto prekvapuje, že variačné rozpätie v lokalite Špania Dolina dosahuje vysokú hodnotu (0—34,63). V tejto lokalite sme zaznamenali vo vzorke ŠŠ-I/15/73 vôbec najvyšší obsah magnezitu v prirodzenej vzorke zo všetkých lokalít.

V tejto lokalite sme zaznamenali i ďalšie podobné i keď o niečo nižšie hodnoty magnezitu, ktoré dosahujú približne 20—25 %. Zaujímavé je, že takýto vysoký obsah magnezitu sa nevyskytuje v čistejších síranových polohách, ako to bolo v starších evaporitoch. Najbohatší obsah magnezitu v lokalite Špania Dolina, zachytený vrtom ŠŠ-I, je viazaný na zelené ílovito-chloritové bridlice s rôznym obsahom síranov. Prítomnosť síranov často prezrádzajú iba sekundárne sadrovcové žilky (tab. III, obr. 2). Obsah síranov dosahuje približne desať percent. Vyskytuje sa anhydrit i sadrovec. Anhydrit je v chloritovo-magnezitovej bridlici obsiahnutý najčastejšie v rozptýlenej forme a sadrovec v sekundárnych žilkách. Prítomnosť chloritu bola dokázaná röntgenograficky.

Z toho vyplýva, že medzi obsahom magnezitu a kvantitatívnym zastúpením síranov v analyzovaných vzorkách nie je priama závislosť. Treba však povedať, že zatiaľ sa nám nepodarilo zistiť prítomnosť magnezitu v bridliciach, ktoré

neobsahujú sírany. Zrejme aj v tomto prípade išlo o materské luhy s vysokou koncentráciou horčíka, ktorý sa uplatnil po vyzrážaní síranov v magnezite a čiastočne aj v chloritoch.

Zároveň však nemožno v tomto prípade vylúčiť ani možnosť že ide o sedimentárno-detritické tzv. „amorfné“ magnezity viazané na serpentinizované ultrabáziká. O takomto spôsobe vzniku by svedčila najmä skutočnosť, že magnezity v ílovito-chloritových bridliciach sú extrémne jemnozrnné. Dosahujú submikroskopické, niekoľko mikrónové rozmery. Rozmermi sa približujú ílovým minerálom. Tvoria súčasť ílovito-chloritovej hmoty, z ktorej sa metódami, ktoré sme používali pri separácii, nedajú v žiadnom prípade vyseparovať.

Proti preplaveným amorfným magnezitom hovorí skutočnosť, že chloritové bridlice neobsahujú materiál z ultrabázik. Vyskytujú sa i sírany, ako aj v iných prípadoch, kde sú zachované zrnitejšie magnezity, i keď sa nachádzajú v menšom množstve. Napokon s najväčšou pravdepodobnosťou pôjde o vysokoželezité magnezity. Svedčí o tom silný hnedočervený odtieň výpalkov, ktoré sme získali po DTA analýze. Ako je všeobecne známe, nízky obsah železa je charakteristicky práve pre „amorfné“ magnezity, viazané na serpentinizované ultrabáziká. Preto sa i nazývajú bezželezité magnezity. Pravda, pre detailnejšie posúdenie jemnozrnných magnezitov zastúpených v zelených chloritových bridliciach bude treba analyticky stanoviť obsahy železa.

V lokalite Soblahov sme zistili magnezit v anhydritových polohách. Magnezit sa tu vyskytuje v rozptýlenej forme, najčastejšie v nepravidelných, drobných zrnčkách. Je prerastený síranmi a ílovito-chloritovými minerálmi, takže pri separácii prakticky celý obsah magnezitu prechádza do ľahkej frakcie.

Frekvencia magnezitu v analyzovaných vzorkách je dosť malá. Vo viacerých vzorkách odobraných zo síranových polôh sa magnezit nenachádza. V lokalite Soblahov sa extrémne jemnozrnný magnezit, ktorý sme zaznamenali v Španej Doline v spojitosti s chloritovými bridlicami s malým obsahom síranov nevyskytuje. Treba však povedať, že v Soblahove neboli odobrané vzorky pre tento účel.

Magnezity v oboch opisovaných lokalitách sa nachádzajú temer vždy v asociácii s dolomitom. V Soblahove sme nezaznamenali taký prípad, aby v analyzovanej vzorke bol prítomný iba magnezit. Z litologického profilu vrtom SBM-I vyplýva, že v tejto lokalite sa často nachádzajú polohy vápencov a dolomitov. Svedčí to o tom, že koncentrácia horčíka v sedimentačných bazénoch nebola príliš veľká.

Evapority viazané na paleogén a neogén

Paleogénne a neogénne evapority so zameraním na výskyt magnezitu boli preštudované vo viacerých lokalitách. Vzorky zo starších paleogénnych eva-

poritov sme mali k dispozícii z vrtu GK-IV. Vzorky z neogénnych evaporitov východného Slovenska sme odobrali z lokalít: Zbudza, Šarišská Poruba, Hencovce a Kecerovské Pekľany. Vo všetkých prípadoch materiál pochádza z vrtných jadier.

Nakoľko zo štúdia evaporitov starších útvarov sme vedeli, že magnezity sa viažu predovšetkým na síranové polohy, snažili sme sa z podobného materiálu vychádzať i pri štúdiu mladších evaporitov. Síraný sa však v treťohorných sedimentoch nachádzajú v oveľa menšom množstve ako v perme a triase. Spravidla netvorí súvislé, mocnejšie kompaktné polohy, ale sa vyskytujú v rozptýlenej forme v ílovito-piesčitých, slabo karbonátových sedimentoch. Zo síranov prevláda sadrovec nad anhydritom. Niekoľko vzoriek zo Zbudze sme odobrali z kompaktných polôh kamennej soli.

Ako sme už uviedli, prítomnosť magnezitu sme nezistili v žiadnej z uvedených lokalít. Z karbonátových minerálov je tu iba kalcit a dolomit. Priemerné obsahy týchto minerálov sú znázornené na obr. 2. Jedinú výnimku sme zaznamenali na lokalite Kecerovské Pekľany, kde sa nachádza sideroplezit. Na základe údajov J. Čverčka — R. Rudinca (1974) štruktúrny vrt KP-I v lokalite Kecerovské Pekľany zachytil sadrovcovo-anhydritový horizont v hĺbke 2145 až 2160 m. Podľa uvedených autorov ide o zvyšok soľonosného súvrstvia z prešovskej depresie, ktoré zaraďujú do karpátu. Opisovaný soľonosný horizont je na síraný pomerne chudobný. Ich obsah v piesčito-ílovitom súvrství spravidla nepresahuje 20 %. V rozptýlenej forme sa vyskytuje anhydrit a sekundárne žilky sú najčastejšie vytvorené zo sadrovca. Zo síranového horizontu sme mali k dispozícii iba dve vzorky.

Výsledky optických, manometrických, diferenciálno-termických a röntgenografických analýz ukázali, že pôvodné vzorky obsahujú okrem ílovito-piesčitej hmoty síraný, a to sadrovec, anhydrit i karbonáty. Z karbonátov jasne prevládajú Fe-dolomity až ankerity, v menšej miere sa nachádza sideroplazit. Na DTA krivke sa jeho prítomnosť prejavuje malou endotermou medzi 500—600 °C. Výraznejšie sa uplatňuje úbytok CO₂ zo sideroplezitu pri uvedenej teplote na DTG krivke (obr. 11).

Podľa rozboru dvoch vzoriek ťažko možno bližšie určiť genézu karbonátových minerálov, obsiahnutých v síranovej polohe. Máme k dispozícii veľmi málo údajov o priestorovom rozšírení sideroplezitu v rámci síranovej polohy i mimo nej.

Z výsledkov rozboru dvoch vzoriek vyplýva, že obsahy sideroplezitu zodpovedajú obsahom magnezitu v starších evaporitoch. Spôsob výskytu sideroplezitu v síranovej polohe v mnohom pripomína výskyt magnezitu v starších evaporitoch. Sideroplezit sa spolu s Fe-dolomitom nachádza v síranovej polohe v rozptýlenej forme. Tvorí individuálne zrná, idiomorfne vyvinuté klence (tab. I, obr. 3). V prirodzenej vzorke je priemerný obsah sideroplezitu

približne 5 %. Uvedené skutočnosti dokazujú, že vznikal podobne ako magnezit, viazaný na evaporitové polohy. Zásadný rozdiel je iba v tom, že prostredie, v ktorom vznikali Fe-dolomity a sideroplezit, bolo bohatšie na Fe a chudobnejšie na horčík.

Charakteristika karbonátových minerálov v evaporitoch

Karbonátové minerály sme sledovali pomocou radu fyzikálno-chemických metód, ako aj mikroskopického štúdia. Keďže karbonátové minerály sa pri mikroskopickom štúdiu rozlišujú relatívne ťažko, použili sme jednak farbiace skúšky, jednak merania charakteristických optických konštánt.

Z farbiacich skúšok sme pre odlišenie kalcitu používali farbiacu skúšku s alizarínsulfonatom sodným v kyslom prostredí, pre odlišenie magnezitu sme používali rovnaké činidlo, ale v alkalickom prostredí (ASS + NaOH v pomere 1 : 1) (podľa metodiky uvedenej v práci J. Turan — L. Vančová 1972). Farbiace skúšky nám umožnili ľahko odlišiť magnezit od anhydritu na základe farebného efektu. Vzájomné odlišenie magnezitu a dolomitu nebolo už také jednoznačné, aj keď farebný odtieň dolomitu je podstatne svetlejší ako farebný odtieň magnezitu, predsa však veľká pseudoabsorpcia oboch minerálov tento rozdiel do určitej miery stiera.

Pri štúdiu výbrusového materiálu sme zistili, že magnezit viazaný na evapority sa najčastejšie vyskytuje v podobe individuálnych, nepravidelne rozptýlených zŕn v základnej síranovej mase (tab. I, obr. 1, 2). Zriedkavejšie sa magnezitové zrná koncentrujú do nepravidelných zhlukov, ktoré tvoria hniezda. V niektorých prípadoch sa magnezitové zrná zoskupujú do paralelných vrstvičiek navzájom vzdialených 1—2 mm (tab. II, obr. 1, 2). Tieto submikroskopické paralelné textúry sú viditeľné voľným okom len po zafarbení.

Forma magnezitových zŕn je rôzna. Najčastejšie sú to nepravidelne obmedzené zrná, v mnohých prípadoch sú však idiomorfne, prípadne allotriomorfne. Veľká časť magnezitových zŕn je oválna (tab. I, obr. 2), čo je výsledkom krátkeho transportu. O čiastočnom preplavení materiálu v sedimentačných bazénoch svedčí jeho heterogénny charakter a slabé opracovanie. Polohy s paralelnými textúrami sú spravidla obohatené aj o magnezit. V niektorých prípadoch možno tiež pripustiť, že oválny tvar magnezitových zŕn je výsledkom kombinácie skalenoedrických a romboedrických plôch. Pre magnezity vyskytujúce sa v evaporitových ložiskách je typické, že charakteristický klencový tvar magnezitových zŕn je veľmi zriedkavý. Magnezitové zrná, ktoré majú idiomorfny tvar, majú prierez nepravidelného šesťuholníka (tab. II, obr. 3). Okraje týchto zŕn bývajú viac-menej skorodované (tab. II, obr. 4).

Vekový vzťah magnezitových zŕn k základnej síranovej hmote je vo väčšine

prípadov jasný. Magnezitové zrná sú mladšie ako tmeliaca hmota, ktorú temer vždy tvoria sírany. Svedčí o tom nielen priestorové rozmiestenie magnezitových zrn v síranoch, ale aj ich idiomorfny vývin a tiež početné uzavreniny síranov v magnezitových zrnách. Uzavreniny síranových minerálov v magnezitových zrnách často nachádzame pozdĺž prírastkových plôch, takže niet pochýb o tom, že magnezit je mladší ako sírany.

V niektorých prípadoch sú však magnezitové zrná tak intenzívne zatlačené síranmi, že zostalo po nich iba torzo. V takýchto prípadoch možno pripustiť, že ide o staršiu generáciu magnezitu, ktorý vznikol ešte pred vznikom síranov (tab. II, obr. 4). Pravda, treba mať na pamäti skutočnosť, že okrem primárnych síranov, majú sírany ešte i formu sekundárnych síranových žiliek, ktoré dosť často prenikajú a zatláčajú magnezitové zrná.

Veľkosť magnezitových zrn vyskytujúcich sa v evaporitoch je rôzna. Obyčajne ide o malé zrnká, ktoré merajú desatiny až stotiny milimetra. Maximálne rozmery magnezitových zrn v evaporitoch dosahujú 1—2 mm. To znamená, že podľa veľkosti ich v žiadnom prípade nemôžeme porovnávať so zrnami magnezitu, ktorý vystupuje v klasických magnezitových ložiskách v Spišsko-gemerskom rudohorí. Porovnať ich možno jedine s magnezitmi, ktoré sa vyskytujú napríklad v grafitických bridliciach v košickom ložisku. V tomto ložisku sa okrem mocných polôh magnezitu nachádza i magnezit v rozptýlenej forme v grafitických bridliciach. V mnohých prípadoch je koncentrácia magnezitu v týchto bridliciach taká malá, že sa voľným okom nedá zistiť. Štruktúrne a textúrne znaky týchto magnezitov a tiež veľkosť zrna je podobná ako pri magnezitoch viazaných na evapority (tab. III, obr. 3). (Podrobnosti v práci J. Turan — L. Vančová 1972).

V niektorých prípadoch sme zistili, že magnezitové zrná viazané na evapority majú mimoriadne malé rozmery (iba niekoľko mikrónov) (tab. I, obr. 4). Pri veľkom zväčšení vidíme, že majú allotriomorfny vývin.

Z kvalitatívneho hľadiska magnezit viazaný na evapority Západných Karpát svojimi fyzikálno-chemickými vlastnosťami nezodpovedá vždy typickému magnezitu. Svedčí o tom podrobnejšie štúdium vyseparovaných vzoriek magnezitu z rôznych evaporitových ložísk. Zistili sme, že vyseparované magnezity z evaporitových ložísk sa vyznačujú značne variabilnými vlastnosťami. Zo šestnástich študovaných vzoriek podľa zvýšeného obsahu železa a fyzikálnych vlastností nemožno ani polovicu vzoriek zaradiť k typickým magnezitom. Zvyšok patrí k breuneritu, prípadne ďalším členom v izomorfnom rade magnezit-siderit. Dokonca v jednom prípade, v lokalite Kecerovské Pekľany sme v evaporitoch namiesto predpokladaného magnezitu identifikovali sideroplezity až siderity.

Na základe štúdia zahraničnej literatúry, najmä prác E. Schrolla (1961) a J. Fijala — J. Stanczyka (1970) sme predpokladali, že i naše magnezity

v evaporitoch môžu obsahovať zvýšený podiel Fe^{2+} . Nepredpokladali sme však, že najmä vo vertikálnom smere bude obsah Fe^{2+} , ale aj iných makroelementov i mikroelementov, taký rozmanitý. Možno to ilustrovať napríklad na 2 vzorkách magnezitu z lokality Biele Vody. Vzorka BV-XXXXII/10/73 predstavuje vysoko kvalitný čistý magnezit s veľmi nízkym obsahom železa (0,88 % Fe) a vzorka z vrhu BV-XXXXV/2/73 je breunerit až mezitín s vysokým obsahom železa (12,51 % Fe). Tento poznatok je veľmi dôležitý najmä pre prípad možného využitia magnezitu z evaporitov.

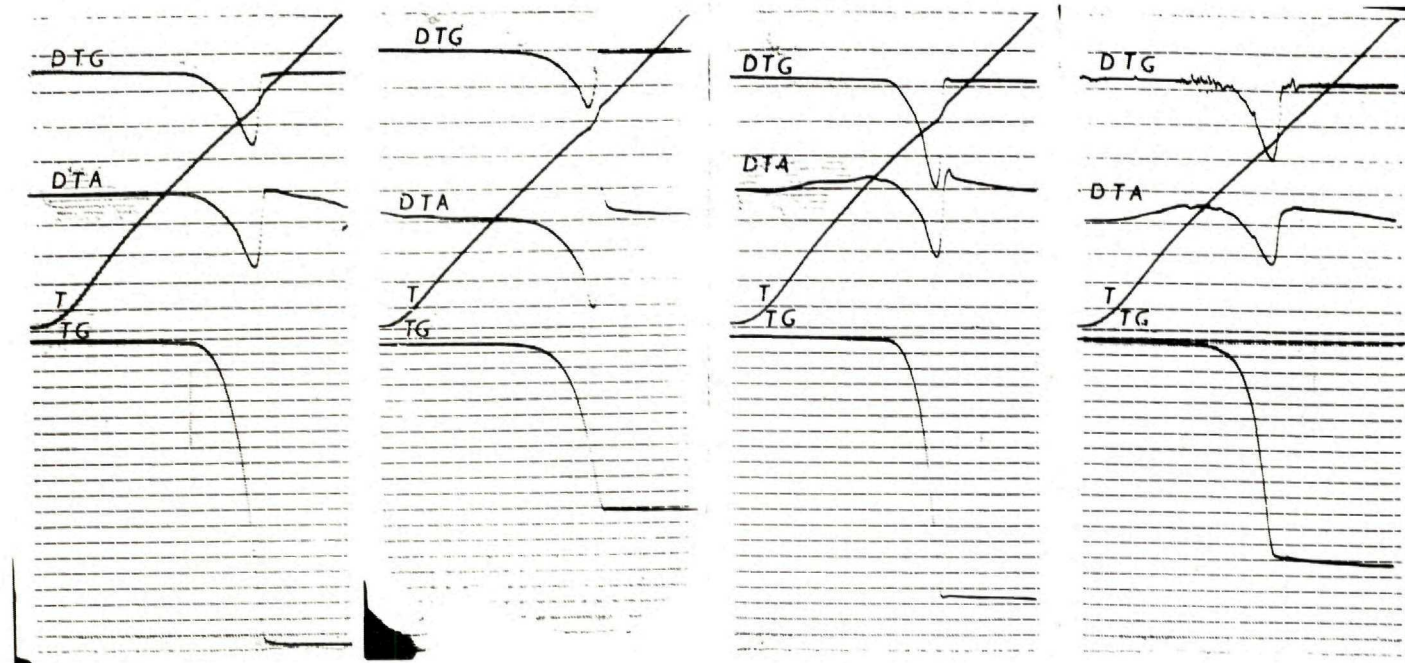
Obsah železa v magnezitoch sa vertikálnym smerom veľmi mení. Ak by sa chemizmus magnezitov laterálne nemenil, jestvovali by dostatočne mocné polohy síranov s obsahom nízkoželezitého magnezitu, ako napríklad vo vrte BV-XXXXII (vzorka BV-XXXXII/10/73), a vyriešila by sa otázka separácie a mohlo by sa uvažovať aj o ich prípadnom praktickom využití. Pri priemerných obsahoch magnezitu 5—8 %, zriedkavejšie 10 % a pri takých veľkých mocnostiach síranov a plošnom rozšírení ich možno porovnať s obsahom magnezitu v klasických ložiskách SGR. Tieto nízkoželezité magnezity by mohli prísť do úvahy ako korekčná zložka k vyššie železitým magnezitom. Vážnym problémom by však zostala zrnitosť magnezitu viazaného na evapority.

Variabilita vyseparovaných magnezitov sa potvrdila okrem chemických analýz (tab. 16) aj ďalšími metódami.

Diferenciálno-termické analýzy študovaných magnezitov sa líšia aj teplotou vrcholu endotermického efektu, aj veľkosťou malého exotermického efektu, ktorý nasleduje vzápätí za vrcholom reakcie a ktorý je spôsobený oxidáciou Fe^{2+} na Fe^{3+} . Viditeľná je závislosť medzi obsahom Fe a teplotou vrcholu endotermickej reakcie. Rozklad vzorky s najvyšším obsahom Fe (BV-XXXXV/2/73, obr. 6) sa začína pri cca 500 °C a vrcholí pri 680 °C, vzorka s najnižším obsahom Fe (BV-XXXXII/10/73, obr. 5) začína uvoľňovať CO_2 tiež pri cca 500 °C, vrcholí však až pri 750 °C. Zhoduje sa to s údajmi o posune vrcholu reakcie podľa izomorfných prímiesí Fe (smerom dolu) a Ca (smerom hore) (M. Eliáš — M. Štovík — L. Zahradník 1957).

Takisto aj rtg- difraktogramy vyseparovaných magnezitov (obr. 13, 14) potvrdili variabilitu magnezitu a vysoký obsah izomorfného Fe, a to nielen posunom reflexu 2,74 s intenzitou 10, ale tiež výskytom reflexov 1,56/2, 1,878, resp. 1,894/5 a 2,19/7, ktoré sa v magnezite neuplatňujú. Uvedené reflexy sa podľa A. A. Nyrkova (1965) uplatňujú práve v prechodných členoch radu magnezit-siderit. Hodnoty hlavného reflexu začínajú od hodnoty 2,74 (vzorky s nízkym obsahom Fe — typické magnezity), pokračujú hodnotou 2,75 a 2,76 zodpovedajúcou mezitínu až pistomezitu až po hodnotu 2,79, ktorá patrí k sideroplezitu až sideritu. Posun reflexov na difraktogramoch je teda charakteristickou vlastnosťou týchto magnezitov a celkom dobre sa zhoduje s obsahom Fe.

Obr. 5—12 Derivatografické analýzy vzoriek
 Fig. 5—12 Derivatographical analyses of samples



Obr. 5
 vz. BV-XXXXII/10/73
 (navážka — 389 mg, citlivosť
 TG-200, teplota 1000 °C)

Fig. 5
 sample BV-XXXXII/10/73
 (amount 389 mg, sensitivity
 TG-200, temperature 1000 °C)

Obr. 6
 vz. BV-XXXXV/2/73
 (navážka 605 mg, citlivosť
 TG-500, teplota 1000 °C)

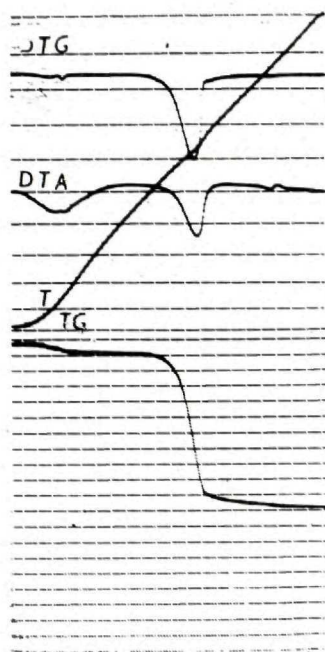
Fig. 6
 sample BV-XXXXV/2/73
 (amount 605 mg, sensitivity
 TG-500, temperature 1000 °C)

Obr. 7
 vz. NVH-20/73
 (navážka 440 mg, citlivosť
 TG-200, teplota 1000 °C)

Fig. 7
 sample NVH-20/73
 (amount 440 mg, sensitivity
 TG-200, temperature 1000 °C)

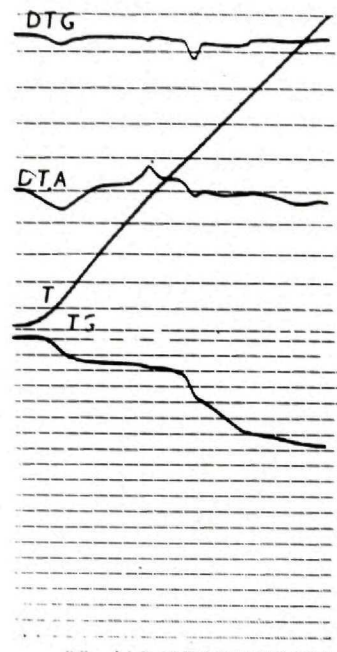
Obr. 8
 vz. VŠ-I/2/73
 (navážka 160 mg, citlivosť
 TG-100, teplota 1000 °C)

Fig. 8
 sample VŠ-I/2/73
 (amount 160 mg, sensitivity
 TG-100, temperature 1000 °C)



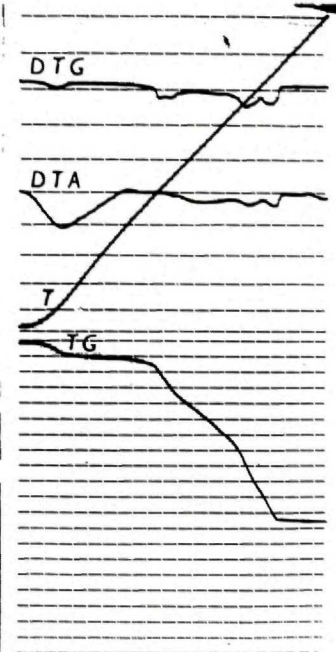
Obr. 9
 vz. ŠŠ-I/15/73
 (navážka 490 mg, citlivost'
 TG-200, teplota 1000 °C)

Fig. 9
 sample ŠŠ-I/15/73
 (amount 490 mg, sensitivity
 TG-200, temperature 1000 °C)



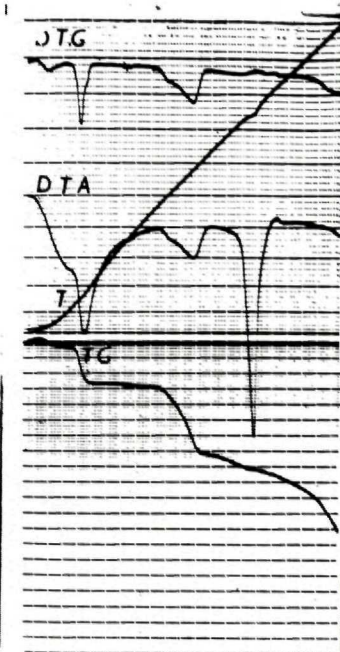
Obr. 10
 vz. SBM-I/26/73
 (navážka 500 mg, citlivost'
 TG-100, teplota 1000 °C)

Fig. 10
 sample SBM-I/26/73
 (amount 500 mg, sensitivity
 TG-100, temperature 1000 °C)



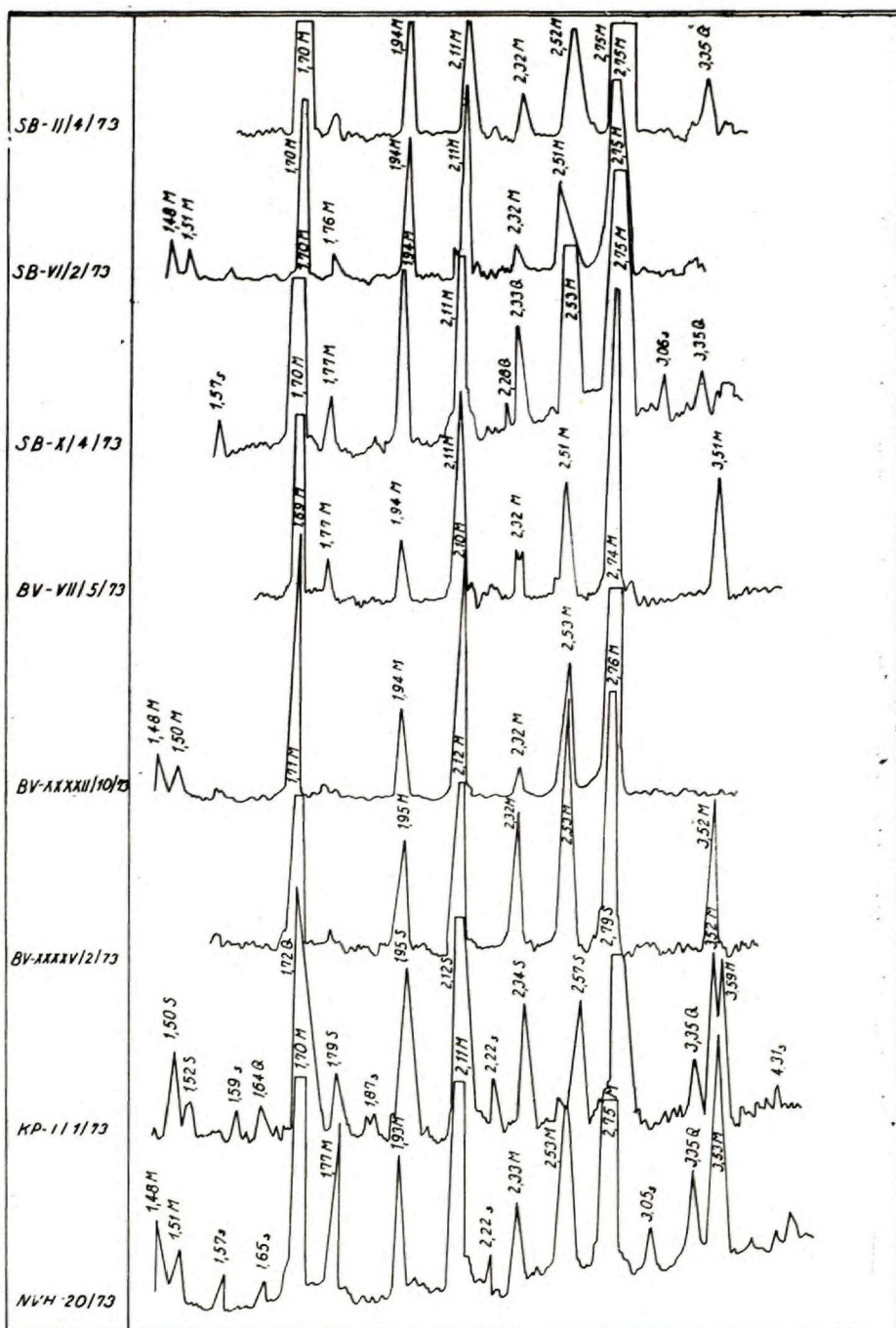
Obr. 11
 vz. KP-I/2/73
 (navážka 599 mg, citlivost'
 TG-100, teplota 1000 °C)

Fig. 11
 sample KP-I/2/73
 (amount 599 mg, sensitivity
 TG-100, temperature 1000 °C)



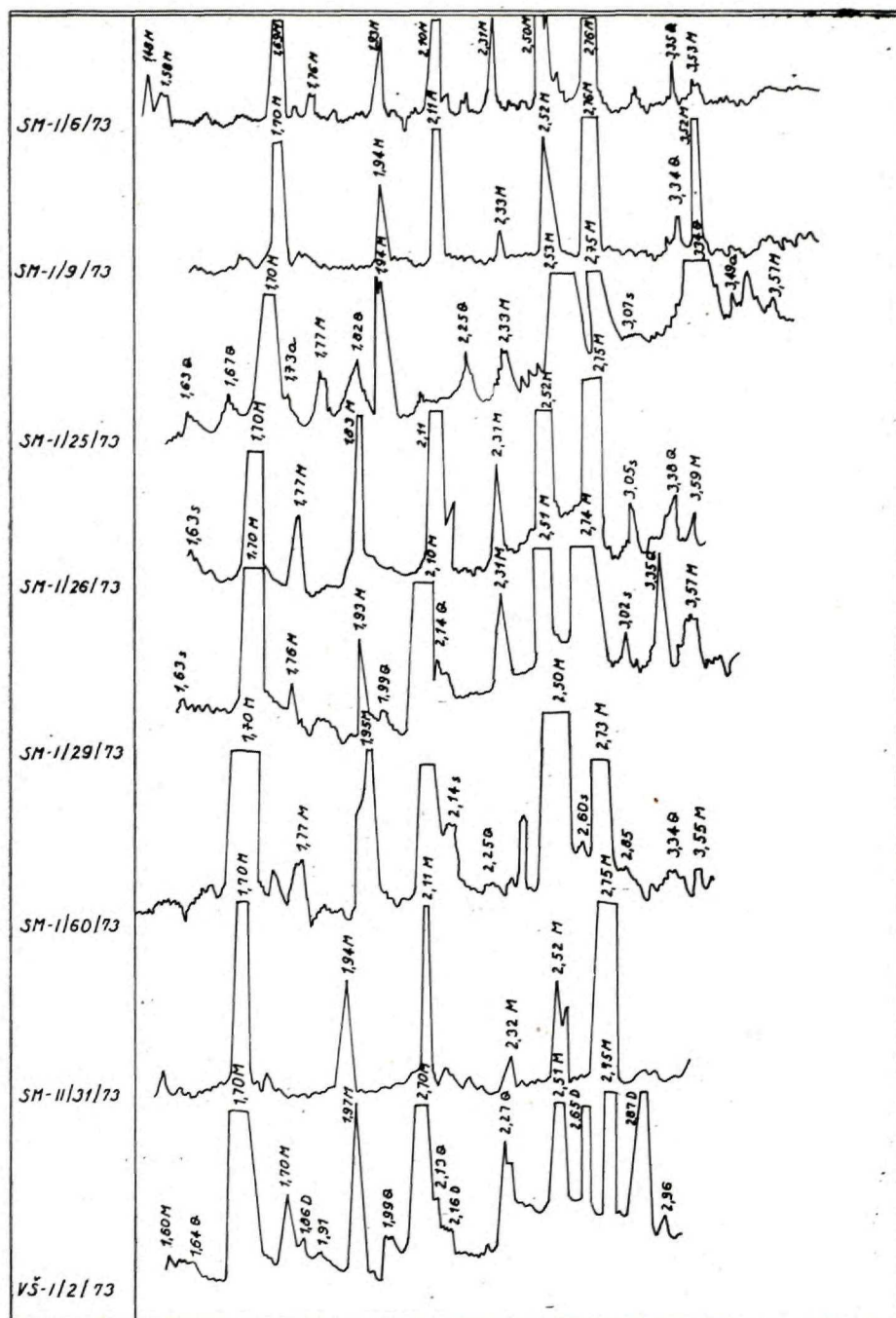
Obr. 12
 vz. SM-I/26/73
 (navážka 610 mg, citlivost'
 TG-100, teplota 1000 °C)

Fig. 12
 sample SM-I/26/73
 (amount 610 mg, sensitivity
 TG-100, temperature 1000 °C)



Obr. 13 RTG-analýzy vyseparovaných magnezitov z evaporitov (Podmienky: Prístroj Mikrometa 2 s goniometrom, Co-lampa, Fe-filter, napätie 30 kV, prúd 10 mA, časová konštanta T-4, 500 imp., clony 20(10))

Fig. 13 X-ray analyses of separated magnesites from evaporites (Conditions: Device Micro-meta 2 with goniometer, Co-lamp, Fe-filter, voltage 30 kV, current 10 mA, time constant T-4, 500 imp., diaphragm 20/10)



Obr. 14 RTG-analýzy vyseparovaných magnezitov z evaporitov (Podmienky: Prístroj Mikrometa 2 s goniometrom, Co-lampa, Fe-filter, napätie 30 kV, prúd 10 mA, časová konštanta T-4, 500 imp., clony 20(10))

Fig. 14 X-ray analyses of separated magnesites from evaporites (Conditions: Device Micrometa 2 with goniometer, Co-lamp, Fe-filter, voltage 30 kV, current 10 mA, time constant T-4, 500 imp., diaphragm 20/10)

Manometrické analýzy magnezitu z evaporitov v závislosti od obsahu izomorfneho železa vykazujú úbytok CO_2 . To znamená, že železo v magnezitoch má formu FeCO_3 . V tom prípade, ak magnezit neobsahuje sírany, čo je, pravda, zriedkavosťou, by sme mohli podľa úbytku CO_2 určiť obsah izomorfneho železa. Pri manometrickej analýze nie je možné úbytok spôsobený rozpustnými síranmi, ktoré neuvolňujú plynnú zložku a tiež ich nezachytíme v nerozpustnom zvyšku, odlíšiť od úbytku, ktorý spôsobuje izomorfnú prímies Fe v magnezite (porovnaj rozdiely CO_2 v magnezite a siderite).

Veľkú pozornosť sme venovali aj optickému štúdiu magnezitov viazaných na evapority v Západných Karpatoch. Optické štúdium taktiež potvrdilo prítomnosť magnezitu v evaporitoch. Vysvitlo, že tieto magnezity sa optickými vlastnosťami navzájom dosť líšia. Keďže z izomorfnych prímies má dominujúce postavenie Fe^{2+} , toto i najviac ovplyvňuje optické vlastnosti magnezitov. Napríklad so zvýšeným obsahom izomorfneho železa sa zvyšuje pseudoabsorbčný efekt. Veľmi dobre možno obsahy železa v magnezitoch kontrolovať hodnotami indexov lomu. Indexy lomu sme merali na práškových preparátoch pomocou immerzných olejov, ktorých indexy lomu sme merali pomocou refraktometra (do 1,7) a nad túto hodnotu sme immerzné oleje premeriavali na dvojkruhovom goniometri a ich hodnoty indexov lomu sme stanovili metódou minimálnej deviácie.

Tab. 4

vzorka	index lomu ω	vzorka	index lomu ω
SB-II/4/73	1,715	SM-I/6/73	1,722
SB-VI/2/73	1,715	SM-I/9/73	1,720
SB-X/4/73	1,710	SM-I/25/73	1,715
BV-VII/5/73	1,716	SM-I/26/73	1,715
BV-XXXXII/10/73	1,702	SM-I/29/73	1,724
BV-XXXXV/2/73	1,750	SM-I/60/73	1,712
KP-I/1/73	1,806	SM-II/31/73	1,725
NVH-20/73	1,724	VŠ-I/2/73	1,712

Na magnezitových zrnách sme merali hodnotu indexu lomu ω , ktorú majú jednoosové negatívne minerály vo všetkých smeroch rovnakú. Táto hodnota nezávisí od orientácie, kým hodnota ε závisí od orientácie zrna. Z toho dôvodu sme ε ani nemerali.

Ako vyplýva z tabuľky 4 hodnoty indexu lomu ω v rozmedzí 1,70—1,71 má len niekoľko magnezitových vzoriek. Sú to magnezity, v ktorých boli zároveň namerané najnižšie obsahy železa. Magnezity ostatných vzoriek majú pomerne variabilné hodnoty ω . Najvyššie indexy lomu boli namerané na karbo-

nátových zrnách, viazaných na polohu evaporitov v neogéne Košicko-prešovskej kotliny. Ide o evapority zachytené štruktúrnym vrtom v lokalite Kecerovské Peklany. Index lomu uvedených karbonátov je približne $\omega = 1,80$, čo zodpovedá sideroplezitu. Príslušnosť karbonátov s vysokým indexom lomu k sideroplezitu potvrdili aj chemické analýzy (tab. 16). Na rozdiel od magnezitových zrn viazaných na evapority permotriasu, sideroplezity z lokality Kecerovské Peklany sa vyznačujú idiomorfným vývinom klencov (tab. I, obr. 3).

Ostatné separované vzorky magnezitov majú rôzne hodnoty indexu lomu. Vcelku sa potvrdila zásada, že so stúpajúcim obsahom izomorfného železa sa zvyšujú aj hodnoty indexu lomu a naopak.

Druhým dôležitým karbonátovým minerálom, ktorý sa vyskytuje v evaporitových ložiskách, je dolomit. Vystupuje v rôznych minerálnych asociáciách. Najbohatšie je zastúpený v asociácii s kalcitom, s ktorým vytvára v rámci evaporitov menšie alebo väčšie samostatné polohy. Okrem toho sa vyskytuje v asociácii s magnezitom, ale bez kalcitu, zriedkavo samostatne so síranmi.

Bližšie sme sa nezaoberali dolomitom, ktorý sa vyskytuje v asociácii s kalcitom a vytvára samostatné polohy v evaporitových ložiskách. Naše štúdiá sa obmedzili iba na zistenie skutočnosti, že magnezit sa nikdy v evaporitových ložiskách nevyskytuje v asociácii s dolomitom a kalcitom. Znamená to, že sa nikdy nenachádza v samostatných dolomitovo-vápencových polohách.

Dolomit v asociácii s magnezitom sa v evaporitových ložiskách nachádza veľmi často. Obsahy dolomitu v tejto asociácii sú dosť variabilné. Z tabuľky manometrických analýz vidno jeho variačné rozpätie. Je zaujímavé, že frekvencia výskytu dolomitu v síranoch je menšia ako frekvencia výskytu magnezitu. Zvlášť výrazne sa uplatňuje dolomit v evaporitoch s obsahom magnezitu, ktoré zaraďujeme do keuperu. V mladších evaporitových faciách (paleogén, neogén) je frekvencia dolomitu ešte väčšia, nie je tu však zastúpený magnezit.

Z kvalitatívneho hľadiska má dolomit v evaporitových ložiskách podobu Ca-Mg dolomitu s menším obsahom izomorfného železa. Index lomu ω sa pohybuje v rozmedzí 1,68—1,690.

V evaporitoch sa pomerne často nachádzajú aj Fe-dolomity. Index lomu ω pri Fe-dolomitoch sa pohybuje od 1,690—1,700. Typické ankerity s obsahom FeO okolo 15—20 % a indexmi lomu $\omega = 1,72$ a vyššie sme pri štúdiu karbonátov viazaných na evapority Západných Karpát zatiaľ nenašli. Najviac sa im podobajú Fe-dolomity z lokality Kecerovské Peklany.

V evaporitových ložiskách sa nachádza i kalcit. V analyzovaných vzorkách sa však vyskytol pomerne zriedkavo. Tieto vzorky však nevyjadrujú skutočné kvantitatívne zastúpenie kalcitu v evaporitových ložiskách, pretože boli odobrané pre magnezit. Hlavná masa kalcitu v evaporitových ložiskách je vo vápencových polohách, ktoré sa spravidla nachádzajú v každom evapo-

ritovom ložisku. Kalcit v rozptýlenej forme v samotných síranových polohách je zriedkavejší ako dolomit, alebo chýba. Ako sme už uviedli, kalcit s magnezitom sa navzájom vylučujú. Na základe výsledkov nášho štúdia táto zákonitosť platí všeobecne. Platí nielen pre magnezity viazané na evapority, ale vzťahuje sa aj na klasické magnezitové ložiská, vyvinuté v mladšom a staršom paleozoiku v Spišsko-gemerskom rudohorí. V poslednom prípade, pravda, sa magnezit vyskytuje spoločne s kalcitom, ale ich vzťah nie je syngenetický. V danom prípade kalcit tvorí vo zvetraných polohách magnezitu drobné sekundárne žilky. V nezvetraných magnezitových polohách sa žilky sekundárneho kalcitu nevyskytujú.

V evaporitových polohách s obsahom magnezitu sme nezaznamenali nijaké stopy po kalcite. Dokonca kalcit sa v prítomnosti magnezitu nevyskytuje ani vo forme sekundárnych kalcitových žíliet, ktoré sú v klasických magnezitových ložiskách dosť bežné.

Geochemická charakteristika magnezitu a sprievodných sedimentárnych hornín

V rámci štúdia magnezitu viazaného na evapority sme venovali pozornosť aj jeho chemickému zloženiu. Doterajší výskum bol zameraný predovšetkým na sledovanie chemického zloženia síranov a štúdiom magnezitov sa v podstate nikto nezaoberal.

Jednotlivé zložky sme vyhodnocovali z hľadiska ich frekvencie i z hľadiska ich vzájomnej korelácie. Výsledky analýz a ich štatistické vyhodnotenie je uvedené v tabuľkách i na grafoch.

Pri vyhodnocovaní treba mať na zreteli minerálne zloženie pôvodných vzoriek, v ktorých sa okrem anhydritu a sadrovca nachádza i magnezit, dolomit, kremeň, pyrit, chlority, živce, kamenná soľ atď. Nepatrná časť tejto mineralizácie sa zachovala aj vo vyseparovaných magnezitoch. Vyhodnotenie nekarbonátových nerozpustných zvyškov magnezitov je uvedené na obr. 15. Vidíme, že nerozpustné zvyšky sú vytvorené z úlomkov hornín, kremeňa, pyritu, živcov atď. Prehľad o minerálnom zložení pôvodných vzoriek možno vidieť v tabuľkách 5—15 a na obr. 2.

Spektrochemické analýzy boli urobené na analytickom oddelení GÚ PFUK v takýchto podmienkach: kvalitatívne analýzy — prístroj PGS-2; generátor DG 1; striedavý oblúk; fotomateriál ORWO WÚ-2; expozícia 20 sekúnd pri 4 A a 15 sekúnd pri 16 A; elektródy grafitové SU-103, špeciálne vrtné; vzdialenosť elektród 3 mm; medziclona 3,2; štrbina 0,016 mm. Vzorky boli pufrované grafitom v pomere 1 : 1.

Kvantitatívne analýzy — prístroj PGS-2; generátor ABR 3; jednosmerný

minerál vzorka	kremeň	úlomky hornín	vysokolomné minerály	pyrit	limonit	chlority sludy	živce	iné	poznámky
SB-II/4/73									turmalín
SB-VI/2/73									
SB-X/4/73									
BV-XXXXII/10/73									
BV-XXXXV/2/73									
KP-I/1/73									zirkón
NVH-20/73									
SM-16/73									
SM-1/9/73									
SM-1/25/73									turmalín
SM-1/26/73									
SM-1/29/73									
SM-1/60/73									zirkón, apatit
SM-II/31/73									apatit, turmalín

Obr. 15 Vyhodnotenie nerozpustných zvyškov z vyseparovaných karbonátových minerálov z evaporitov
Fig. 15 Evaluation of insoluble residues from separated carbonate minerals from evaporites

oblúk 6 A; fotomateriál ORWO WÜ-3; expozícia 90 sekúnd; elektródy grafitové SÚ-103, špeciálne vrtnané; vzdialenosť elektród 4 mm; medziclona 3,2; štrbina 0,020 mm. Vzorky boli pufrované grafitom a Li_2CO_3 v pomere 3 : 6 : 1. Ako vnútorné porovnávacie prvky bolo pre B a Mn použité germánium, pre Pb, V, Ti, Cu a Ag paládium (3114 \AA), pre Ni a Co paládium (3421 \AA).

Výsledky spektrochemických analýz sú uvedené na obrázku 16 a v tabuľke 17. V prvom prípade ide o analýzy pôvodných vzoriek, v druhom o vzorky vyseparovaného magnezitu.

Kvalitatívnou spektrochemickou analýzou bolo v pôvodných vzorkách zistených 29 prvkov, z ktorých 20 sa viac-menej pravidelne opakuje a ostatné sa vyskytujú len sporadicky. Výrazné rozdiely v zastúpení stopových prvkov v jednotlivých lokalitách nepozorujeme, okrem 3 vzoriek z lokality Biele Vody (BV-VII/5/73, BV-XXXXII/10/73, BV-XXXXV/2/73), ktoré sú chudobnejšie na stopové prvky.

Výsledky našich analýz sme porovnávali s výsledkami kvalitatívnych spektrochemických analýz sadrovcov a anhydritov zo slovenských a českých lokalít, ktoré uvádzajú vo svojej práci M. Kvaček — J. Novotný (1966). Z porovna-

Manometrické analýzy — BIELE VODY										
p. č.	vzorka	hlbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	NZ %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	SB-VI/1/73	15	65,04	23,74	—	11,22	—	43,66	5,19	39,93
2	SB-VI/2/73	75	—	—	5,93	94,07	—	—	2,84	3,09
3	SB-VI/5/73	90	—	—	3,92	96,08	—	—	1,87	2,05
4	SB-VI/6/73	93	—	—	2,48	97,52	—	—	1,19	1,29
5	SB-VI/7/73	95	—	—	3,88	96,12	—	—	1,86	2,02
6	SB-VI/8/73	97	—	—	5,38	94,62	—	—	2,59	2,79
7	SB-VI/9/73	99	—	—	4,84	95,16	—	—	2,31	2,53
8	SB-VI/10/73	101	—	—	4,13	95,87	—	—	1,97	2,16
9	SB-VIII/1/73	27	—	—	3,31	96,69	—	—	1,58	1,73
10	SB-VIII/2/73	29	—	—	17,63	82,37	—	—	8,43	9,20
11	SB-VIII/3/73	37	—	—	6,92	93,08	—	—	3,31	3,61
12	SB-VIII/4/73	39	—	—	5,65	94,35	—	—	2,70	2,95
13	SB-VIII/5/73	41	—	—	3,86	96,14	—	—	1,85	2,01
14	SB-VIII/6/73	43	—	—	5,71	74,42 ⁺	19,87	—	2,73	2,98
15	SB-VIII/6/1/73	45	—	—	14,96	83,12 ⁺	1,92	—	7,15	7,81
16	SB-VIII/7/73	47	—	14,76	2,95	81,17 ⁺	1,12	4,49	4,64	8,58
17	SB-VIII/9/73	53	—	3,01	—	96,99	—	0,91	0,66	1,44
18	SB-VIII/10/73	55	—	15,40	—	84,60	—	4,68	3,37	7,35
19	SB-VIII/11/73	59	—	9,79	—	89,71 ⁺	0,50	2,98	2,14	4,67
20	SB-VIII/12/73	61	—	13,55	—	86,45	—	4,12	2,96	6,47
21	SB-VIII/13/73	63	—	13,79	—	86,21	—	4,20	3,01	6,58
22	SB-VIII/15/73	65	—	5,94	—	94,46	—	1,68	0,47	1,03
23	SB-VIII/16/73	69	—	2,15	—	97,85	—	0,65	0,47	1,03
24	SB-X/3/73	49	—	—	2,25	97,75	—	—	1,08	1,17
25	SB-X/4/73	51	—	—	9,79	61,26 ⁺	28,95	—	4,68	5,11
26	SB-X/5/73	53	—	—	4,19	95,81	—	—	2,00	2,19
27	SB-X/6/73	55	—	—	6,04	63,99 ⁺	29,97	—	2,89	3,15
28	SB-X/7/73	57	—	—	6,23	93,77	—	—	2,98	3,25
29	SB-X/8/73	59	—	—	6,64	93,36	—	—	3,18	3,46
30	SB-X/9/73	61	—	—	14,99	85,01	—	—	7,17	7,82
31	SB-X/11/73	99	12,01	4,00	—	83,99	—	7,95	0,87	7,19
32	SB-XII/1/73	22	—	—	8,21	91,79	—	—	3,93	4,28
33	SB-XII/2/73	28	—	—	6,89	93,11	—	3,29	3,29	3,60
34	SB-XII/3/73	30	17,34	14,63	—	68,03	—	14,17	3,20	14,60
35	SB-XII/4/73	34	24,71	50,02	—	25,27	—	29,06	10,93	34,74
36	SB-XII/5/73	46	—	—	9,42	58,33	32,25	—	4,50	4,92
37	SB-XII/6/73	50	—	—	7,94	81,71 ⁺	10,35	—	3,80	4,14
38	BV-VIII/1/73	50	—	—	11,52	79,90 ⁺	8,58	—	5,51	6,01
39	BV-XXXIV/1/73	26	—	—	16,49	83,51	—	—	7,89	8,60
40	BV-XXXIV/2/73	34	—	—	5,88	94,12	—	—	2,81	3,07
41	BV-XXXXII/7/73	91	—	—	10,34	89,66	—	—	4,94	5,40
42	BV-XXXXII/8/73	103	—	—	8,72	91,28	—	—	4,17	4,55
43	BV-XXXXII/9/73	114	—	—	4,53	95,47	—	—	2,17	2,36
44	BV-XXXXII/10/73	127	—	—	30,76	69,24	—	—	14,71	16,05
45	BV-XXXXII/11/73	140	—	1,51	7,58	90,91	—	0,46	3,95	4,68
46	BV-XXXXII/12/73	157	—	—	4,55	95,45	—	—	2,18	2,37
47	BV-XXXXV/1/73	94	6,16	92,87	—	0,97	—	31,69	20,30	47,04
48	BV-XXXXV/2/73	163	—	—	9,51	90,49	—	—	4,55	4,96
49	BV-XXXXV/3/73	186	—	—	3,89	94,11	—	—	1,86	2,03
50	BV-XXXXV/4/73	210	—	—	6,94	93,06	—	—	3,32	3,62

Vzorky sme odobrili z vrtoev SB-VI, SB-VIII, SB-X, SB-XII, BV-VIII, BV-XXXIV, BV-XXXXII a BV-XXXXV.

+ Údaj vyjadruje obsah síranov vo vzorke.

NP — nekarbonátový podiel, NZ — nerozpustný zvyšok.

Tab. 6

Manometrické analýzy — NOVoveská HUTA									
P. č.	vzorka	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	NZ %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	NVH-1/73	—	8,98	—	91,02	—	2,73	1,96	4,29
2	NVH-2/73	—	1,23	—	98,77	—	0,37	0,27	0,59
3	NVH-2/1/73	—	—	6,97	93,03	—	—	3,33	3,64
4	NVH-3/73	—	—	5,04	94,96	—	—	2,41	2,63
5	NVH-4/73	—	—	12,95	78,93 ⁺	8,12	—	6,19	6,76
6	NVH-4/1/73	—	—	6,26	93,74	—	—	2,99	3,27
7	NVH-5/73	—	5,33	4,08	90,59	—	1,62	3,12	4,67
8	NVH-6/73	—	8,87	—	91,13	—	2,70	1,94	4,23
9	NVH-7/73	—	—	4,02	95,98	—	—	1,92	2,10
10	NVH-8/73	—	5,20	1,94	92,86	—	1,58	2,07	3,49
11	NVH-9/73	—	—	8,66	91,34	—	—	4,14	4,52
12	NVH-10/73	—	—	5,38	94,62	—	—	2,57	2,81
13	NVH-11/73	—	—	13,16	86,84	—	—	6,29	6,87
14	NVH-12/73	—	—	3,14	96,86	—	—	1,50	1,64
15	NVH-13/73	—	—	4,94	95,04	—	—	2,36	2,58
16	NVH-14/73	—	—	9,00	91,00	—	—	4,30	4,70
17	NVH-15/73	—	—	6,53	93,47	—	—	3,12	3,41
18	NVH-16/73	—	1,69	—	98,31	—	0,51	0,37	0,81
19	NVH-17/73	—	—	6,84	93,16	—	—	3,27	3,57
20	NVH-19/73	—	—	6,92	93,08	—	—	3,31	3,61
21	NVH-21/73	—	10,54	—	89,46	—	3,21	2,30	5,03
22	NVH-22/73	—	—	17,63	82,37	—	—	8,43	9,20

Vzorky sme odobrili z haldového materiálu.

+ Údaj vyjadruje obsah síranov vo vzorke.

NP — nekarbonátový podiel, NZ — nerozpustný zvyšok

nia nám vyplynulo, že vzorky, ktoré sme analyzovali, mali vyšší obsah Fe, Mn, Na, K, Ba a Sr. Pravdepodobne sme analyzovali vzorky viac znečistené ílovitými minerálmi (vyššie obsahy Na, K, Ba) a celkom určite s vyšším obsahom karbonátov, predovšetkým magnezitu (vyššie obsahy Fe a Mn). Vyplýva to už z nášho zamerania na štúdium magnezitu viazaného v týchto horninách.

O prednostnej viazanosti Fe a Mn na karbonáty (magnezit) sa možno presvedčiť aj porovnaním kvalitatívnych spektrálnych analýz pôvodných vzoriek s tabuľkou 17, v ktorej sú uvedené kvantitatívne spektrochemické analýzy vyseparovaných magnezitov.

Na základe kvantitatívnych spektrochemických analýz a manometrických analýz sme vypočítali aritmetické priemery obsahu jednotlivých zložiek a obvyklým spôsobom sme zostrojili histograpy.

Na obr. 17, 18 sú histograpy jednotlivých zložiek vo vyseparovaných magne-



Obr. 16 Kvalitatívne spektrálne analýzy pôvodných vzoriek
 Fig. 16 Qualitative spectral analyses of original samples

zitoch, na ktorých vidieť nielen rozptyl jednotlivých zložiek, ale aj charakter disperzie prvkov.

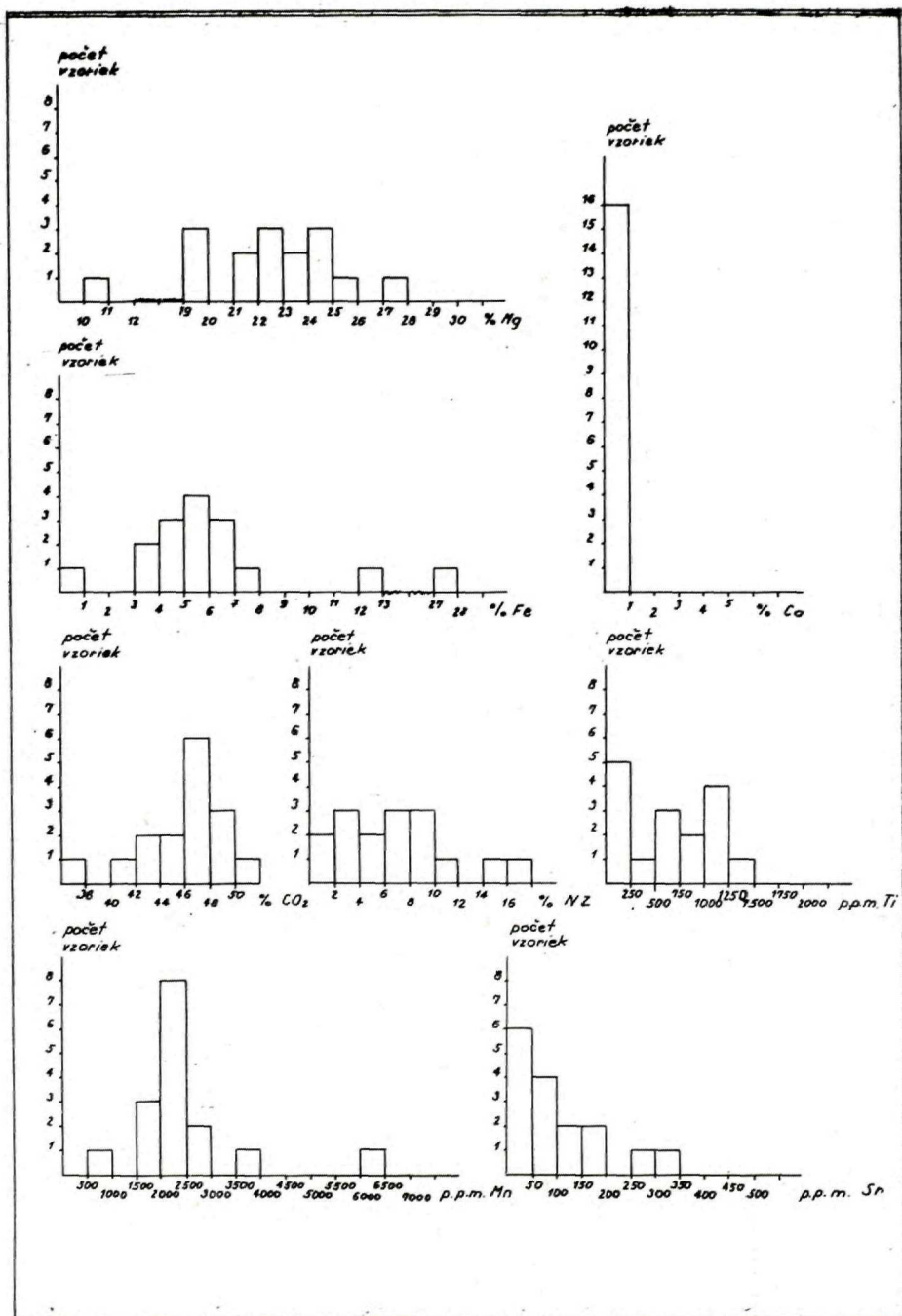
Pre stanovenie korelačných vzťahov medzi jednotlivými zložkami v magnezitoch sme vypočítali poradové korelačné koeficienty (tab. 18) podľa vzorca

$$R = 1 - \frac{\sum_{x=1}^n x^2}{n(n^2 - 1)}$$

(n = počet vzoriek, $\sum x^2$ = súčet druhých mocnín rozdielov v poradových číslach. Hodnota korelačného koeficientu sa pohybuje v rozmedzí od $+1$ do -1 , pričom pre korelačný koeficient $1-0,9$ je korelácia výborná, od $0,9$ do $0,7$ veľmi dobrá korelácia, od $0,7$ do $0,5$ dobrá korelácia, od $0,5$ do $0,3$ problematická korelácia a pod $0,3$ žiadna korelácia.

V pôvodných vzorkách rádove najvyššie obsahy dosahujú tieto prvky: Ca, Al, Si, Mg, Fe, nižšie sú obsahy Na, K, Sr, ešte nižší je obsah Ba, Mn, Ti, B, Cu, Ag, Ni a Co a ostatné prvky sa vyskytujú pod $0,01$ %.

Vo vyseparovaných vzorkách nad ostatnými prvkami zreteľne prevláda Mg,



Obr. 17 Histogramy jednotlivých komponentov vo vyseparovaných karbonátových mineráloch z evaporitov
 Fig. 17 Histograms of individual components in separated carbonate minerals from evaporites



Manometrické analýzy — SMÍŽANY									
P. č.	vzorka	hlbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	SM-I/1/73	427	—	29,96	—	70,04	9,11	6,55	14,30
2	SM-I/1/2/73	428	—	81,23	—	18,77	24,70	17,76	38,77
3	SM-I/2/73	428	—	—	3,06	96,94	—	1,46	1,60
4	SM-I/3/73	433	—	2,10	6,37	91,53	0,64	3,51	4,32
5	SM-I/4/73	434	—	—	6,89	93,11	—	3,29	3,60
6	SM-I/5/73	435	—	—	2,26	97,74	—	1,08	1,18
7	SM-I/6/73	435	—	—	8,27	91,73	—	3,95	4,32
8	SM-I/7/73	436	—	—	12,51	87,49	—	5,98	6,53
9	SM-I/7/1/73	436	—	—	29,66	70,34	—	14,18	15,48
10	SM-I/8/73	436	—	—	7,84	92,16	—	3,75	4,09
11	SM-I/9/73	439	—	4,43	7,72	87,85	1,35	4,66	6,14
12	SM-I/10/73	440	—	1,50	3,36	95,14	0,46	1,94	2,46
13	SM-I/11/73	441	—	—	7,79	92,21	—	3,73	4,06
14	SM-I/12/73	441	—	—	6,88	93,12	—	3,29	3,59
15	SM-I/13/73	441	—	—	12,41	87,59	—	5,93	6,48
16	SM-I/14/73	441	—	—	10,97	89,03	—	5,25	5,72
17	SM-I/15/73	441	—	5,54	4,77	89,69	1,68	3,49	5,14
18	SM-I/16/73	444	—	—	7,39	92,61	—	3,53	3,86
19	SM-I/17/73	447	—	—	9,90	90,10	—	4,73	5,17
20	SM-I/18/73	448	—	—	7,97	92,03	—	3,81	4,16
21	SM-I/19/73	448	—	—	6,76	93,24	—	3,23	3,53
22	SM-I/20/73	449	—	—	10,61	89,39	—	5,07	5,54
23	SM-I/21/73	449	—	—	11,30	88,70	—	5,40	5,90
24	SM-I/22/73	452	—	1,54	5,57	92,89	0,47	3,00	3,64
25	SM-I/23/73	456	—	15,70	—	84,30	4,77	3,43	7,50
26	SM-I/23/1/73	459	—	—	3,68	96,32	—	1,76	1,92
27	SM-I/24/73	464	—	—	3,37	96,63	—	1,61	1,76
28	SM-I/25/73	466	—	—	6,18	93,82	—	2,96	3,22
29	SM-I/26/73	466	—	—	6,04	93,96	—	2,89	3,15
30	SM-I/26/1/73	466	—	—	9,56	90,44	—	4,57	4,99
31	SM-I/27/73	466	—	—	6,89	93,11	—	3,29	3,60
32	SM-I/27/1/73	466	—	—	10,98	89,02	—	5,25	5,73
33	SM-I/28/73	471	—	—	3,94	96,06	—	1,88	2,06
34	SM-I/29/73	471	—	—	5,45	94,55	—	2,61	2,84
35	SM-I/30/73	474	—	—	2,09	97,91	—	1,00	1,09
36	SM-I/31/73	477	—	—	3,94	96,06	—	1,88	2,06
37	SM-I/32/73	479	—	—	3,79	96,21	—	1,81	1,98
38	SM-I/33/73	480	—	—	5,14	94,86	—	2,46	2,68
39	SM-I/34/73	481	—	—	2,20	97,80	—	1,05	1,15
40	SM-I/34/1/73	482	—	—	28,13	71,87	—	13,45	14,68
41	SM-I/35/73	483	—	—	4,89	95,11	—	2,34	2,55
42	SM-I/36/73	490	—	—	4,21	95,79	—	2,01	2,20
43	SM-I/38/73	490	—	52,78	6,75	40,47	16,05	14,77	28,71
44	SM-I/39/73	492	—	—	5,84	94,16	—	2,80	3,04
45	SM-I/40/73	495	—	—	6,26	93,74	—	2,99	3,27
46	SM-I/41/73	499	—	30,54	7,11	62,35	9,28	10,08	18,29
47	SM-I/42/73	501	—	—	4,83	95,17	—	2,31	2,52
48	SM-I/43/73	504	—	—	3,36	96,64	—	1,61	1,75
49	SM-I/44/73	505	—	—	4,77	95,23	—	2,28	2,49

P. č.	vzorka	hĺbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
50	SM-I/45/73	507	—	—	3,09	96,91	—	1,48	1,61
51	SM-I/46/73	511	—	—	3,09	96,91	—	1,48	1,61
52	SM-I/47/73	511	—	—	4,30	95,70	—	2,06	2,24
53	SM-I/48/73/	514	—	—	5,92	94,08	—	2,83	3,09
54	SM-I/49/73	532	—	—	3,43	96,57	—	1,64	1,79
55	SM-I/50/73	537	—	—	3,91	96,09	—	1,87	2,04
56	SM-I/51/73	556	—	—	3,09	96,91	—	1,48	1,61
57	SM-I/52/73	568	—	—	3,03	96,97	—	1,45	1,58
58	SM-I/53/73	574	—	—	3,91	96,09	—	1,87	2,04
59	SM-I/54/73	581	—	—	1,55	98,45	—	0,74	0,81
60	SM-I/55/73	582	—	—	4,89	95,11	—	2,34	2,55
61	SM-I/56/73	594	—	—	3,61	96,39	—	1,73	1,88
62	SM-I/57/73	595	—	1,50	3,31	95,20	0,46	1,91	2,44
63	SM-I/57/1/73	607	—	1,54	20,53	77,93	0,47	10,16	11,44
64	SM-I/58/73	614	—	—	6,61	93,39	—	3,16	3,45
65	SM-I/59/73	637	—	—	2,76	97,24	—	1,32	1,44
66	SM-II/1/73	161	—	—	2,53	97,47	—	1,21	1,32
67	SM-II/2/73	169	—	—	2,48	97,52	—	1,19	1,29
68	SM-II/3/73	172	—	—	5,10	94,90	—	2,44	2,66
69	SM-II/4/73	178	—	—	3,91	96,09	—	1,87	2,04
70	SM-II/5/73	184	—	—	2,53	97,47	—	1,21	1,32
71	SM-II/5/1/73	199	—	2,41	12,08	85,51	0,73	6,31	7,45
72	SM-II/5/2/73	200	—	—	7,54	92,46	—	3,61	3,93
73	SM-II/5/3/73	395	—	4,22	6,56	89,22	1,28	4,06	5,44
74	SM-II/6/73	422	—	—	3,37	96,63	—	1,61	1,76
75	SM-II/7/73	436	25,45	72,36	—	2,19	36,26	15,82	45,73
76	SM-II/8/73	450	—	—	7,77	92,23	—	3,72	4,05
77	SM-II/9/73	457	—	—	4,92	95,08	—	2,35	2,57
78	SM-II/10/73	458	—	—	4,80	95,20	—	2,30	2,50
79	SM-II/11/73	464	—	1,50	4,88	93,62	0,46	2,66	3,26
80	SM-II/14/73	640	—	—	4,86	95,14	—	2,32	2,54
81	SM-II/15/73	677	—	—	3,71	96,29	—	1,77	1,94
82	SM-II/16/73	693	—	—	5,07	94,93	—	2,42	2,65
83	SM-II/17/73	698	—	0,60	—	99,40	0,18	0,13	0,29
84	SM-II/18/73	700	—	—	—	100,00	—	—	—
85	SM-II/19/73	721	—	—	2,24	97,76	—	1,07	1,17
86	SM-II/20/73	806	—	—	—	100,00	—	—	—
87	SM-II/21/73	906	—	—	7,20	92,80	—	3,44	3,76
88	SM-II/22/73	913	—	—	—	100,00	—	—	—
89	SM-II/23/1/73	924	—	—	6,78	93,22	—	3,24	3,54
90	SM-II/23/2/73	924	—	—	6,04	93,96	—	2,89	3,15
91	SM-II/24/73	932	—	7,51	—	92,49	2,28	1,65	3,58
92	SM-II/25/73	934	—	28,38	—	71,62	8,63	6,20	13,55
93	SM-II/26/1/73	938	—	6,62	2,01	91,37	2,01	2,41	4,21
94	SM-II/26/2/73	939	—	9,79	—	90,21	2,98	2,14	4,67
95	SM-II/27/1/73	944	—	50,16	—	49,84	15,25	10,97	23,94
96	SM-II/27/2/73	944	—	—	9,56	90,44	—	4,57	4,99
97	SM-II/30/73	960	—	6,78	15,53	77,69	2,06	8,91	11,34
98	SM-II/31/73	966	—	—	10,83	89,17	—	5,18	5,65
99	SM-II/32/73	970	—	—	3,09	96,91	—	1,48	1,61

Vzorky sme odobrili z vrtoŤ SM-I a SM-II.
NP — nekarbonátový podiel

Tab. 8

Manometrické analýzy — ŠANKOVCE									
p. č.	vzorka	hlbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	VŠ-I/2/73	100	4,03	2,31	—	93,66	2,96	0,51	2,87
2	VŠ-I/3/73	145	19,39	53,50	—	27,11	27,13	11,69	34,07
3	VŠ-I/4/73	155	—	4,36	—	95,64	1,33	0,95	2,08
4	VŠ-I/5/73	156	—	4,92	2,67	92,41	1,50	2,35	3,74
5	VŠ-I/6/73	157	—	1,36	—	98,64	0,41	0,30	0,65
6	VŠ-I/7/73	158	—	—	4,19	95,81	—	2,00	2,19
7	VŠ-I/8/73	160	—	1,54	7,65	90,81	0,47	4,00	4,72
8	VŠ-I/9/73	162	—	—	5,43	94,58	—	2,60	2,83
9	VŠ-I/10/73	163	—	2,46	—	97,54	0,75	0,54	1,17
10	VŠ-I/11/73	166	—	1,84	7,03	91,13	0,56	3,76	4,55
11	VŠ-I/12/73	167	—	1,20	1,65	97,15	0,36	1,05	1,44
12	VŠ-I/12/1/73	169	—	—	4,39	95,61	—	2,10	2,29
13	VŠ-I/13/73	171	—	—	—	100,00	—	—	—
14	VŠ-I/14/73	172	—	—	—	100,00	—	—	—
15	VŠ-I/16/73	175	—	18,16	—	81,84	5,52	3,97	8,67
16	VŠ-I/17/73	177	—	—	1,54	98,46	—	0,74	0,80
17	VŠ-I/18/73	178	—	1,84	1,12	97,04	0,56	0,94	1,46
18	VŠ-I/19/73	181	—	2,71	—	97,29	0,82	0,59	1,30
19	VŠ-I/20/73	181	—	—	1,24	98,76	—	0,59	0,65
20	VŠ-I/21/73	182	—	1,69	—	98,31	0,51	0,37	0,81
21	VŠ-I/22/73	183	—	—	2,48	97,52	—	1,19	1,29
22	VŠ-I/23/73	184	—	—	—	100,00	—	—	—
23	VŠ-I/24/73	188	—	—	—	100,00	—	—	—
24	VŠ-I/24/1/73	189	—	19,52	—	80,48	5,94	4,26	9,32
25	VŠ-I/25/73	190	—	—	3,71	96,29	—	1,77	1,94
26	VŠ-I/26/73	191	—	—	2,81	97,19	—	1,34	1,47
27	VŠ-I/27/73	191	—	1,20	4,27	94,53	0,37	2,30	2,80
28	VŠ-I/28/73	193	—	1,85	9,22	88,93	0,56	4,80	5,70
29	VŠ-I/29/73	201	—	1,66	—	98,34	0,50	0,36	0,80
30	VŠ-I/30/73	202	—	1,01	—	98,99	0,31	0,22	0,48
31	VŠ-I/31/73	206	—	1,69	—	98,31	0,51	0,37	0,81
32	VŠ-I/32/73	210	—	7,53	—	92,47	2,29	1,65	3,59
33	VŠ-I/33/73	214	—	23,86	—	76,14	7,25	5,22	11,39
34	VŠ-I/35/73	800	—	—	6,89	93,11	—	3,29	3,60
35	VŠ-I/36/73	807	—	17,00	—	83,00	5,17	3,72	8,11
36	VŠ-I/37/73	813	—	—	9,00	91,00	—	4,30	4,70
37	VŠ-I/38/73	828	—	5,23	3,37	91,40	1,59	2,75	4,26
38	VŠ-I/39/73	830	—	3,01	3,80	93,19	0,92	2,48	3,41
39	VŠ-I/40/73	830	—	1,23	1,96	96,81	0,37	1,21	1,61
40	VŠ-I/41/73	830	—	47,17	—	52,83	14,34	10,31	22,52
41	VŠ-I/42/73	850	—	—	6,48	93,52	—	3,10	3,38
42	VŠ-I/43/73	851	—	72,61	—	27,39	22,08	15,87	34,66
43	VŠ-I/45/73	876	—	—	5,48	94,52	—	2,62	2,86
44	VŠ-I/46/73	880	—	1,50	8,10	90,40	0,46	4,19	4,95
45	VŠ-I/47/73	885	—	3,31	6,62	90,07	1,01	3,89	5,03
46	VŠ-I/48/73	889	—	7,17	—	92,83	2,18	1,57	3,42
47	VŠ-I/49/73	901	—	15,88	—	84,12	4,83	3,47	7,58
48	VŠ-I/50/73	1012	—	1,51	5,38	93,11	0,46	2,90	3,53

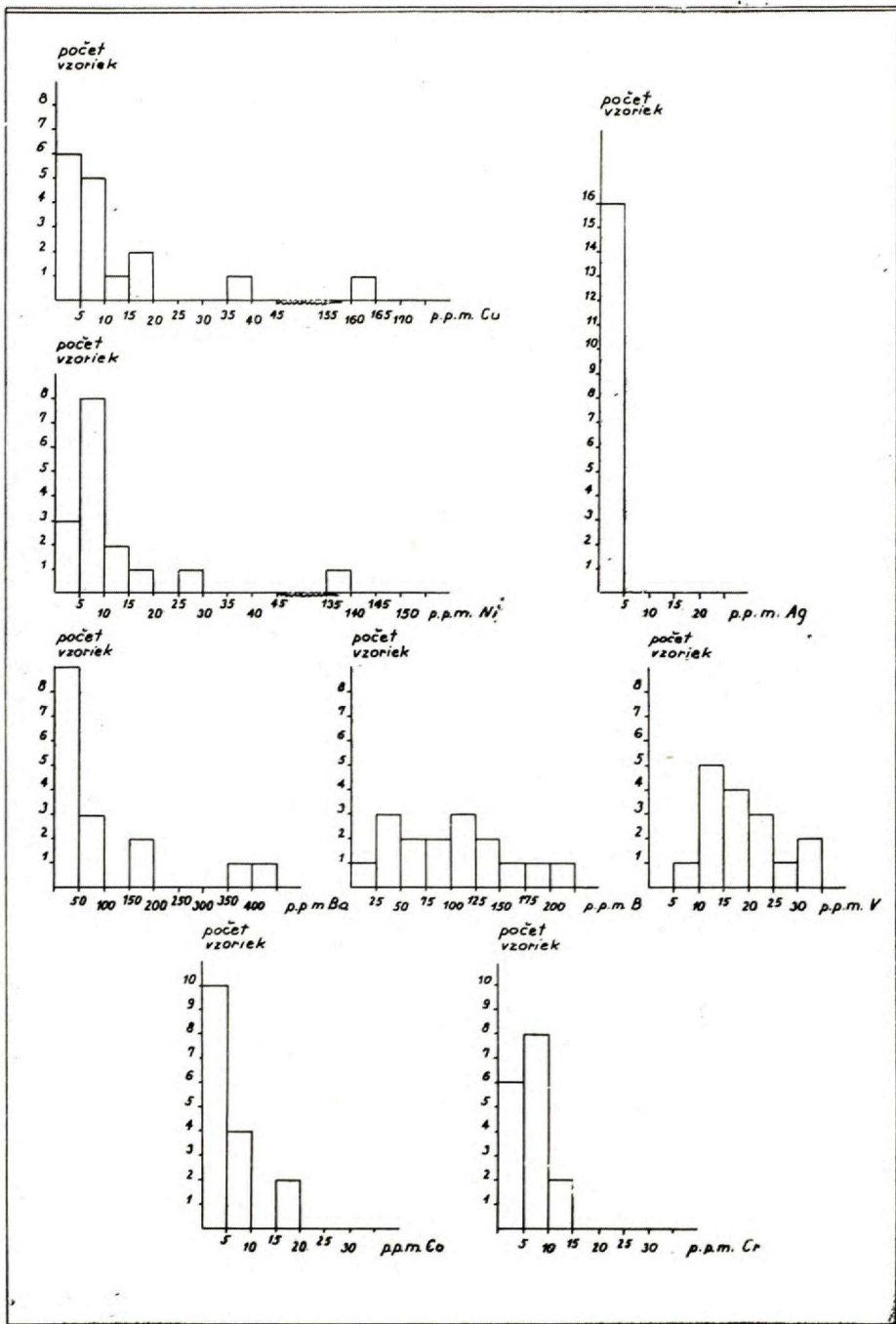
p. č.	vzorka	hlbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
49	VŠ-I/51/73	1014	—	—	5,87	94,13	—	2,81	3,06
50	VŠ-I/52/73	1030	—	—	—	100,00	—	—	—
51	VŠ-I/53/73	1038	4,02	3,79	—	92,19	3,40	0,83	3,58
52	VŠ-I/53/1/73	1038	—	—	6,04	93,96	—	2,89	3,15
53	VŠ-I/54/73	1043	—	—	8,33	91,67	—	3,99	4,34
54	VŠ-I/55/73	1045	—	1,54	8,69	89,77	0,47	4,49	5,27
55	VŠ-I/56/73	1045	—	1,36	8,13	90,51	0,41	4,19	4,89
56	VŠ-I/57/73	1049	—	—	6,61	93,39	—	3,16	3,45
57	VŠ-I/58/73	1055	—	1,54	6,58	91,38	0,47	3,48	4,17
58	VŠ-I/59/73	1057	—	1,20	—	98,80	0,37	0,26	0,57
59	VŠ-I/60/73	1059	—	3,08	7,08	89,84	0,94	4,06	5,16
60	VŠ-I/60/1/73	1061	—	—	8,33	91,67	—	3,98	4,35
61	VŠ-I/61/73	1069	—	—	6,04	93,06	—	2,89	3,15
62	VŠ-I/62/73	1075	3,27	6,93	—	89,80	3,94	1,51	4,75
63	VŠ-I/63/73	1085	—	—	8,44	91,56	—	4,04	4,40
64	VŠ-I/64/73	1095	5,36	2,92	—	91,72	3,89	0,64	3,75
65	VŠ-I/65/73	1104	1,96	2,11	—	95,93	1,74	0,47	1,86
66	VŠ-I/66/73	1116	—	—	8,13	91,87	—	3,89	4,24
67	VŠ-I/67/73	1134	—	—	4,00	96,00	—	1,90	2,10
68	VŠ-I/68/73	1136	—	—	7,17	92,83	—	3,43	3,74
69	VŠ-I/69/73	1220	22,58	5,97	—	71,45	14,48	1,30	12,77
70	VŠ-I/70/73	1226	—	4,62	—	95,38	1,40	1,01	2,21
71	VŠ-I/71/73	1228	3,27	—	—	96,73	1,83	—	1,44
72	VŠ-I/72/73	1234	3,93	5,81	—	90,26	3,97	1,27	4,50
73	VŠ-I/73/73	1281	5,36	5,02	—	89,62	4,52	1,10	4,76
74	VŠ-I/74/73	1284	2,68	3,08	—	94,24	2,44	0,67	2,65
75	VŠ-I/75/73	1298	—	2,65	—	97,35	0,81	0,58	1,26
76	VŠ-I/76/73	1300	2,34	2,15	—	95,51	1,96	0,47	2,06
77	VŠ-I/77/73	1308	—	1,50	—	98,50	0,46	0,33	0,71
78	VŠ-I/79/73	1337	—	2,62	—	97,38	0,80	0,57	1,25
79	VŠ-I/80/73	1346	—	2,00	—	98,00	0,61	0,44	0,95
80	VŠ-I/81/73	1431	—	2,59	—	97,41	0,79	0,57	1,24
81	VŠ-I/82/73	1483	62,52	12,20	—	25,28	38,74	2,67	33,31

Vzorky sme odobrili z vrtu VŠ-I.

NP — nekarbonátový podiel

trochu nižší obsah má Fe, kým ostatné prvky, ako Ca, Mn, Ti, Sr dosahujú rádove 0,01 %.

Vápnik — v pôvodných vzorkách zreteľne prevažuje nad ostatnými látkami, nakoľko je hlavnou stavebnou zložkou anhydritu a sadrovca. Vo vyseparovaných magnezitoch sa jeho obsah pohybuje v rozmedzí od 0,05 do 1,57 %. Podľa histogramu (obr. 17) charakter disperzie Ca je lognormálny. Prevažná väčšina Ca je viazaná zrejme na nedokonale vyseparované sírany (anhydrit) a v troch prípadoch (SB-X/4/73, SB-II/4/73, SM-I/29/73) na heterogénny dolomit. Treba ešte spomenúť izomorfii Mg a Ca v magnezite. R. I. Harker



Obr. 18 Histogramy jednotlivých komponentov vo vyseparovaných karbonátových mineráloch z evaporitov
 Fig. 18 Histograms of individual components in separated carbonate minerals from evaporites

Tab. 9

Manometrické analýzy — STRELNICE									
p. č.	vzorka	hĺbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	G-XXVI/1/73	158	—	—	4,90	95,10	—	2,34	2,56
2	G-XXVI/2/73	164	—	3,47	3,98	92,55	1,06	2,06	3,73
3	G-XXVI/3/73	166	—	—	6,78	93,22	—	3,24	3,54
4	G-XXVI/4/73	168	—	—	3,63	96,37	—	1,74	1,89
5	G-XXVI/5/73	175	—	3,71	—	96,29	1,13	0,81	1,77
6	G-XXVI/6/73	238	—	—	6,22	93,78	—	2,97	3,25
7	G-XXVI/7/73	242	—	2,02	—	97,98	0,62	0,44	0,96
8	G-XXVI/8/73	244	—	1,79	1,46	96,75	0,54	1,09	1,62
9	G-XXVI/9/73	248	—	3,89	1,53	94,58	1,18	1,58	2,66
10	G-XXVI/10/73	252	—	5,51	—	94,49	1,68	1,20	2,63
11	G-XXVI/11/73	259	—	2,03	—	97,97	0,62	0,44	0,97
12	G-XXVI/12/73	266	—	3,90	—	96,10	1,19	0,85	1,86
13	G-XXVI/13/73	268	—	4,58	2,02	93,40	1,39	1,97	3,24
14	G-XXVI/14/73	280	—	—	4,80	95,20	—	2,30	2,50
15	G-XXVI/15/73	284	—	—	5,43	94,57	—	2,60	2,83
16	G-XXVI/16/73	290	—	—	4,25	95,75	—	2,03	2,22
17	G-XXVI/17/73	304	—	—	4,64	95,36	—	2,22	2,42
18	G-XXVI/18/73	312	—	—	9,57	90,43	—	4,58	4,99
19	G-XXVI/19/73	316	74,19	14,80	—	11,01	46,07	3,24	39,68
20	G-XXVI/20/73	321	56,22	23,33	—	20,45	38,59	5,10	35,86
21	G-XXVI/21/73	327	61,09	18,39	—	20,52	39,82	4,02	35,64
22	G-XXVI/22/73	333	—	5,62	—	94,38	1,71	1,23	2,68
23	G-XXVI/23/73	341	50,10	29,91	—	19,99	37,17	6,54	36,30
24	G-XXVI/24/73	346	—	2,03	—	97,97	0,62	0,44	0,97
25	G-XXVI/25/73	360	—	—	8,00	92,00	—	3,83	4,17
26	G-XXVI/26/73	392	—	—	10,06	89,94	—	4,81	5,25
27	G-XXVI/27/73	410	—	4,64	—	95,36	1,41	1,01	2,22

Vzorky sme odobrali z vrtn G-XXVI.

a O. F. Tuttle (1955) (in W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman 1962) dokázali, že CaCO₃ môže v malom množstve vstupovať do pevného roztoku s magnezitom.

Hliník a kremík — v pôvodných vzorkách dosahujú rádo vo desiatky % a sú stavebnými komponentmi ílovitých minerálov sprievodných hornín. V magnezitoch sa obsah Si pohybuje v rozmedzí od 0,49 do 6,86 % a charakter jeho disperzie je lognormálny. Podľa poradových korelačných koeficientov je korelácia medzi Si a Ti, Si a Ba, a teda tiež Si a NZ, výborná. Je viazaný predovšetkým na kremeň a ílovité minerály sprievodných hornín.

Horčík — v pôvodných vzorkách dosahuje rádo vo desiatky % a je viazaný predovšetkým na heterogénny magnezit, menej na dolomit. Vo vyseparovaných

Tab. 10

Manometrické analýzy — ŠPANIA DOLINA										
P. č.	vzorka	hĺbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	NZ %	CaO %	MgO %	CO %
1	ŠŠ-I/1/73	211	—	17,89	—	82,11		5,44	3,91	8,54
2	ŠŠ-I/2/73	406	17,87	73,29	—	8,84		32,30	16,02	42,84
3	ŠŠ-I/3/73	533	41,66	18,81	—	39,53		29,06	4,11	27,30
4	ŠŠ-I/4/73	538	13,70	3,67	—	82,63		8,80	0,80	7,77
5	ŠŠ-I/5/73	550	12,29	5,21	—	82,50		8,47	1,14	7,89
6	ŠŠ-I/6/73	680	—	4,99	7,64	87,37		1,52	4,74	6,37
7	ŠŠ-I/7/73	683	—	17,70	—	82,30		5,38	3,87	8,45
8	ŠŠ-I/9/73	691	—	19,94	1,93	78,13		6,06	5,28	10,53
9	ŠŠ-I/10/73	703	—	4,88	—	95,12		1,48	1,07	2,33
10	ŠŠ-I/10/1/73	703	—	—	9,45	15,68 ⁺	74,87	—	4,52	4,93
11	ŠŠ-I/11/73	722	—	1,54	9,98	88,48		0,47	5,11	5,94
12	ŠŠ-I/12/73	728	—	—	8,02	85,61 ⁺	6,37	—	3,84	4,18
13	ŠŠ-I/13/73	747	—	9,24	13,78	76,98		2,81	8,61	11,60
14	ŠŠ-I/15/73	752	—	—	8,96	91,04		—	4,28	4,68
15	ŠŠ-I/15/2/73	752	—	3,37	34,63	62,00		1,02	17,30	19,68
16	ŠŠ-I/16/73	773	—	29,77	1,71	68,52		9,05	7,33	15,10
17	ŠŠ-I/17/73	795	—	40,95	—	59,05		12,45	8,95	19,55
18	ŠŠ-I/19/73	1016	—	0,98	—	99,02		0,30	0,21	0,47
19	ŠŠ-II/4/73	755	74,39	17,99	—	7,62		47,15	3,93	41,30
20	ŠŠ-II/9/73	810	—	2,35	—	97,65		0,72	0,51	1,12
21	ŠŠ-II/10/73	821	—	—	—	100,00		—	—	—
22	ŠŠ-II/11/73	827	—	—	—	100,00		—	—	—
23	ŠŠ-II/12/73	871	—	5,57	—	94,43		1,69	1,22	2,66

Vzorky sme odobrili z vrtoŤ ŠŠ-I a ŠŠ-II.

+ Údaj vyjadruje obsah síranov vo vzorke.

NP — nekarbonátový podiel, NZ — nerozpustný zvyšok

vzorkách predstavuje hlavnú stavebnú zložku magnezitov. Malú časť Mg viažu na seba aj chlority. Charakter jeho disperzie je normálny.

Železo — nachádza sa vo všetkých vzorkách od stopových množstiev až po niekoľko %. Podľa M. Kvačka a J. Novotného (1966) sa Fe viaže hlavne na šľovité minerály a len menšia časť Fe (podľa týchto autorov) je pravdepodobne viazaná na heterogénne karbonáty (magnezit a dolomit) a pyrit a iba podradné množstvo na oxidy, hydroxidy Fe a iné silikáty. Z našich analýz vyplýva, že magnezit viaže na seba značný obsah Fe a len nepatrná časť je viazaná na pyrit a hydroxidy Fe. Zastupovanie Mg železom v mriežke magnezitu je bežný jav uvádzaný v literatúre (Ch. Palache — H. Berman — C. Frondel 1951, A. G. Betehtin 1955, W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman 1962). Charakter disperzie Fe v magnezite je normálny. O vzta-

Tab. 11

Manometrické analýzy — SOBLAHOV										
P. č.	vzorka	hĺbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	NZ %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	SBM-I/2/73	231	4,69	4,59	—	90,72		4,03	1,00	4,25
2	SBM-I/3/73	639	29,39	13,92	—	56,69		20,70	3,04	19,57
3	SBM-I/4/73	865	36,40	14,25	—	49,35		24,73	3,12	22,80
4	SMB-I/5/73	873	65,77	13,76	—	20,47		41,03	3,01	35,49
5	SBM-I/6/73	881	—	0,98	—	99,02		0,30	0,21	0,47
6	SBM-I/9/73	975	6,61	6,60	—	86,79	1,44	5,71	1,44	6,06
7	SBM-I/17/73	1276	—	16,78	6,89	63,18 ⁺	13,15	5,10	6,96	11,61
8	SBM-I/21/73	1300	—	12,35	3,80	76,33 ⁺	7,52	3,76	4,52	7,87
9	SBM-I/22/73	1301	—	16,93	7,65	68,62 ⁺	6,80	5,15	7,36	12,07
10	SBM-I/23/73	1304	—	18,83	5,71	68,71 ⁺	6,75	5,73	6,84	11,97
11	SBM-I/24/73	1305	—	10,48	7,36	77,66 ⁺	4,50	3,19	5,81	8,84
12	SBM-I/25/73	1307	—	17,00	5,85	71,73 ⁺	5,42	5,17	6,52	11,16
13	SBM-I/26/73	1307	—	21,84	6,62	71,54		6,64	7,95	13,87
14	SBM-I/27/73	1309	—	33,56	3,09	63,35		10,21	8,82	17,62
15	SBM-I/28/73	1311	—	60,26	3,31	36,43		18,33	14,75	30,49
16	SBM-I/29/73	1314	—	24,33	4,36	23,09 ⁺	48,22	7,40	7,40	13,89
17	SBM-I/30/73	1315	—	32,09	4,41	48,55 ⁺	14,95	9,76	9,12	17,62
18	SMB-I/31/73	1327	28,63	58,41	—	12,96		33,80	12,77	40,47
19	SBM-I/43/73	1411	13,56	15,86	—	70,58		12,42	3,47	13,53

Vzorky sme odobrali z vrtu SBM-I.

+ Údaj vyjadruje obsah síranov vo vzorke.

NP — nekarbonátový podiel, NZ — nerozpustný zvyšok

hu Fe k fyzikálnym vlastnostiam magnezitu sme hovorili v predchádzajúcich častiach.

Sodík — v pôvodných vzorkách sa vyskytuje až 1 % sodíka. M. Kvaček a J. Novotný (1966) poukazujú na zreteľnú závislosť medzi obsahmi Na a Al, Si a Mg a prisudzujú Na absorpčnú väzbu na ílovité minerály. Podľa našich pozorovaní je Na okrem väzby na ílovité minerály viazaný jednak v autigénnych živoch (tab. III, obr. 1), ktoré sa veľmi často nachádzajú v minerálnom zložení skúmaného materiálu, jednak v kamennej soli (Smižany).

Draslík — jeho obsah rádovo dosahuje približne 1 % a je zrejme absorpčne viazaný v ílovitých mineráloch. Vo vzorkách s nižším obsahom Si a Al spravidla chýba. Nie je vylúčené, že nepatrná časť K, ako aj Na je viazaná v sírane K, resp. Na. Systémy Na₂SO₄ — CaSO₄ — H₂O a K₂SO₄ — CaSO₄ — H₂O študovali R. F. Conley — W. M. Bundy (1958), ktorí na základe svojich experimentálnych údajov a údajov A. E. Hilla — J. H. Willsa (1938) (in W. A. Dear — R. A. Howie — J. Zussman (1962) zostrojili pre tieto systémy fázové diagramy.

Tab. 12

Manometrické analýzy — ZBUDZA									
p. č.	vzorka	hĺbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	Zb-II/1/73	480	—	2,15	—	97,85	0,65	0,47	1,03
2	Zb-II/2/73	520	—	13,92	—	86,08	4,24	3,04	6,64
3	Zb-II/3/73	610	1,30	6,93	—	91,77	2,84	1,51	3,88
4	Zb-IV/1/73	640	4,75	10,56	—	84,69	5,87	2,31	7,13
5	Zb-IV/2/73	640	5,49	9,29	—	85,22	5,91	2,03	6,84
6	Zb-IV/3/73	700	8,74	11,81	—	79,45	8,49	2,58	9,48
7	Zb-IV/4/73	840	3,59	15,12	—	81,29	6,61	3,30	8,80
8	Zb-VIII/1/73	90	4,24	13,26	—	82,50	6,41	2,90	8,19
9	Zb-VIII/2/73	115	2,68	12,32	—	85,00	5,25	2,69	7,06
10	Zb-VIII/3/73	125	2,77	3,01	—	94,22	2,46	0,66	2,66
11	Zb-XII/1/73	220	—	0,92	—	99,08	0,28	0,20	0,44
12	Zb-XII/2/73	370	—	8,62	—	91,38	2,62	1,88	4,12
13	Zb-XV/1/73	130	5,49	9,42	—	85,09	5,94	2,06	6,91
14	Zb-XV/2/73	160	4,63	14,15	—	81,22	6,89	3,10	8,79
15	Zb-XV/3/73	265	5,35	11,51	—	83,14	6,50	2,52	7,84
16	Zb-XXI/1/73	50	3,59	7,05	—	89,36	4,15	1,54	4,95
17	Zb-XXI/2/73	125	7,53	8,47	—	84,00	6,80	1,85	7,35
18	Zb-XXI/3/73	180	—	3,42	—	96,58	1,04	0,75	1,63
19	Zb-XXI/4/73	330	—	3,34	—	96,66	1,02	0,73	1,59
20	Zb-XXXI/1/73	710	1,30	3,70	—	95,00	1,86	0,80	2,34
21	Zb-XXXIII/1/73	400	4,35	8,47	—	87,18	5,02	1,85	5,95
22	Zb-XXXVI/1/73	425	5,32	8,95	—	85,73	5,70	1,96	6,61
23	Zb-XXXVI/2/73	520	—	3,54	—	96,46	1,08	0,77	1,69
24	Zb-XXXVI/3/73	560	4,63	10,33	—	85,04	5,73	2,26	6,97
25	Zb-XXXIX/1/73	200	6,23	9,61	—	84,16	6,41	2,10	7,33
26	Zb-XXXIX/2/73	325	5,46	9,67	—	84,87	6,00	2,11	7,02
27	Zb-XXXIX/3/73	345	4,42	10,00	—	85,58	5,52	2,19	6,71
28	Zb-XXXIX/4/73	435	—	1,32	—	98,68	0,40	0,29	0,63

Vzorky sme odobrali z vrtoz Zb-II, Zb-IV, Zb-VIII, Zb-XII, Zb-XV, Zb-XXI, Zb-XXXI, Zb-XXXIII, Zb-XXXVI a Zb-XXXIX.

NP — nekarbonátový podiel

Stroncium — je typickým izomorfným prvkom sadrovca a anhydritu a jeho obsah sa pohybuje medzi stotinami až desatinami %. Anhydrit je podľa K. Rankama a Th. G. Sahamu (1952) spolu s inými minerálmi obsahujúci Ca jedným z hlavných nositeľov Sr. V sadrovci je jeho obsah menší a podľa V. M. Goldschmitha (1958) sa časť Sr po hydratácii anhydritu vylučuje ako celestín. Vo vyseparovaných magnezitoch pozorujeme zreteľný pokles obsahu Sr (vystupuje tu v rozmedzí desiatok až stoviek ppm) a je viazaný na nedokonale vyseparované sírany, čo napokon potvrdzuje aj korelácia Sr s NZ v magnezitoch. Charakter jeho disperzie je lognormálny.

Tab. 13

Manometrické analýzy — ŠARIŠSKÁ PORUBA									
p. č.	vzorka	hlbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	ŠP-I/1/73	32	5,52	12,62	—	81,86	6,93	2,76	8,45
2	ŠP-I/2/73	50	7,04	11,60	—	81,36	7,46	2,54	8,64
3	ŠP-I/3/73	75	2,11	13,46	—	84,43	5,27	2,95	7,35
4	ŠP-I/4/73	105	5,28	15,61	—	79,11	7,71	3,41	9,77

Vzorky sme odobrali z vrtu ŠP-I.

Tab. 14

Manometrické analýzy — HENCOVCE									
p. č.	vzorka	hlbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	He-I/1/73	75	4,42	13,33	—	82,25	6,53	2,92	8,30
2	He-I/2/73	90	3,91	8,65	—	87,44	4,82	1,89	5,85
3	He-I/3/73	105	3,91	11,90	—	84,19	5,81	2,60	7,40
4	He-I/4/73	115	1,67	9,14	—	89,19	3,72	2,00	5,09
5	He-I/5/73	120	4,24	12,56	—	83,20	6,20	2,75	7,85
6	He-I/6/73	175	3,68	12,78	—	83,54	5,95	2,79	7,72

Vzorky sme odobrali z vrtu He-I.

Tab. 15

Manometrické analýzy — BZOVIK									
p. č.	vzorka	hlbka m	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	MgCO ₃ %	NP %	CaO %	MgO %	CO ₂ %
1	GK-IV/1/73	988	5,87	47,49	—	46,64	17,73	10,38	25,25
2	GK-IV/2/73	1001	6,61	49,59	—	43,80	18,78	10,84	26,58
3	GK-IV/3/73	1005	14,02	38,64	—	47,34	19,61	8,45	24,60
4	GK-IV/4/73	1035	—	59,41	—	40,59	18,07	12,99	28,35
5	GK-IV/5/73	1048	—	1,01	—	98,99	0,31	0,22	0,48

Vzorky sme odobrali z vrtu GK-IV.

NP — nekarbonátový podiel

Výsledky chemických a manometrických analýz vyseparovaných karbonátových minerálov								
vzorka		Mg %	Ca %	Fe %	Mn %	NZ %	SiO ₂ %	str. žih./ CO ₂
SB-II/4/73	Ch	22,49	0,06	5,05	0,20	9,57	5,08	44,97
	M	23,40	0,29	5,05	0,21 ⁺	7,65		46,84
SB-VI/2/73	Ch	24,72	0,10	4,21	0,23	3,87	2,08	48,82
	M	25,43	—	4,22	0,22 ⁺	3,10		49,33
SB-X/4/73	Ch	25,91	0,39	3,15	0,17	3,35	2,32	49,19
	M	25,78	0,42	3,15	0,15 ⁺	3,05		49,57
BV-VII/5/73	Ch	24,28	1,57	5,32	0,29	1,78	1,05	47,28
	M	25,17	—	5,32	0,26 ⁺	1,67		49,74
BV-XXXXII/10/73	Ch	27,16	0,08	0,99	0,08	1,71	1,08	50,80
	M	27,96	—	0,88	0,06 ⁺	1,25		51,27
BV-XXXXV/2/73	Ch	19,76	0,77	12,51	0,73	2,68	1,72	43,89
	M	19,71	—	12,50	0,63 ⁺	2,27		47,31
KP-I/1/73	Ch	10,06	1,05	27,99	0,43	4,48	2,67	—
	M				0,38 ⁺	4,47		37,06
NVH-20/73	Ch	19,91	1,02	6,47	0,24	15,61	8,61	39,96
	M	20,53	—	6,37	0,19	15,60		42,17
SM-I/6/73	Ch	21,53	0,26	6,99	0,23	9,85	7,10	43,56
	M	21,64	—	7,01	0,20 ⁺	10,47		44,66
SM-I/9/73	Ch	22,22	0,90	5,71	0,20	9,70	5,89	43,29
	M	22,55	—	5,67	0,18 ⁺	10,07		45,29
SM-I/25/73	Ch	19,58	0,07	5,85	0,22	18,49	14,68	39,49
	M	20,24	—	5,85	0,23 ⁺	17,70		41,22
SM-I/26/73	Ch	24,18	0,10	4,25	0,21	6,21	3,38	46,80
	M	24,50	—	4,20	0,21 ⁺	6,35		47,63
SM-I/29/73	Ch	21,11	0,07	6,65	0,24	11,42	8,70	42,29
	M	20,97	0,19	6,65	0,24 ⁺	13,02		43,39
SM-I/60/73	Ch	23,80	0,02	4,06	0,19	5,99	4,24	46,98
	M	24,42	—	4,06	0,17 ⁺	6,92		47,38
SM-II/31/73	Ch	22,21	0,07	7,71	0,21	6,09	4,21	45,50
	M	22,67	—	7,71	0,19 ⁺	5,40		47,09
VŠ-I/2/73	Ch	23,77	0,97	3,16	0,27	7,93	5,73	45,92
	M	24,73	—	3,15	0,22 ⁺	7,72		47,22

Ch — chemická analýza

M — manometrická analýza

+ — stanovenie Mn bolo urobené spektrochemicky

Chemické analýzy urobili inž. J. Polakovičová, GÚ PFUK a inž. E. Martiny, GÚ SAV.

Mangán — podľa spektrochemických analýz sa v pôvodných vzorkách vyskytuje v stotínach %. Vo vyseparovaných vzorkách jeho obsah vzrástá na desatiny %. Prejavuje zreteľnú, veľmi dobrú koreláciu s obsahom Fe v magnezitoch. Izomorfné zastupovanie Fe mangánom je dobre známy, bežný jav,

Kvantitatívne spektrochemické analýzy separovaných magnezitov												
vzorka — prvky	B	Mn	Pb	Ti	V	Cu	Ag	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
Biele Vody												
SB-II/4/73	155	2090	—	870	19	7	3	6	3	7	21	170
SB-VI/2/73	65	2240	—	214	13	7	3	3	—	—	—	15
SB-X/4/73	58	1510	—	204	9	3	3	3	—	3,5	—	9
BV-VII/5/73	33	2570	—	91	14	4	3	15	9	—	—	166
BV-XXXXII/10/73	30	600	—	60	13	3	3	—	—	—	—	8
BV-XXXXV/2/73	210	6300	—	251	14	5	3	14	17	—	10	71
Keccerovské Peklany												
KP-I/1/73	—	3800	60	580	20	37	3	135	13	13	10	55
Novoveská Huta												
NVH-20/73	191	1860	—	1260	33	4	3	28	7	10	43	300
Smižany												
SM-I/6/73	110	1950	—	1070	22	7	3	9	5	7	98	76
SM-I/9/73	102	1750	—	1000	20	19	3	8	5	5	186	263
SM-I/25/73	126	2290	—	1230	25	8	3	9	—	8	191	100
SM-I/26/73	115	2090	—	560	15	19	3	5	3	6	50	29
SM-I/29/73	93	2450	—	1100	21	10	3	10	—	6	390	102
SM-I/60/73	85	1740	—	510	13	3	3	5	—	5	14	13
SM-II/31/73	129	1900	—	790	16	4	3	7	3	5	56	15
Soblahov												
SBM-I/31/73	145	525	31	1620	36	24	3	10	—	16	200	16
Šankovce												
VŠ-I/2/73	47	2190	—	245	30	162	3	5	—	—	410	65

Výsledky sú uvedené v hodnotách ppm.

Analýzovala: RNDr. J. Kubová, GÚ PFUK Bratislava

Poradové korelačné koeficienty											
	Mg	Fe	Mn	Ba	Sr	Ti	Si	B	NZ	V	Ca
Mg	—	-0,8071	-0,3420	-0,5732	-0,6348	-0,9500	-0,7179	-0,7857	-0,7286	-0,6866	-0,7668
Fe	-0,8429	—	+0,7495	+0,3571	+0,4562	+0,6143	+0,3500	+0,7207	+0,3536	+0,4562	+0,1393
Mn	-0,3420	+0,7107	—	+0,1955	+0,3839	+0,0973	+0,0134	+0,2170	+0,0423	+0,2500	-0,2036
Ba	-0,5661	+0,3571	+0,1955	—	+0,4125	+0,6946	+0,8268	+0,2768	+0,9821	+0,8268	+0,2098
Sr	-0,6348	+0,4687	+0,3839	+0,4125	—	+0,6491	+0,5209	+0,4562	+0,5884	+0,7000	+0,2777
Ti	-0,8786	+0,6429	+0,0973	+0,6946	+0,6491	—	+0,9000	+0,6893	+0,9107	+0,7723	+0,2732
Si	-0,7179	+0,3554	+0,0134	+0,8268	+0,5305	+0,9000	—	+0,3893	+0,9857	-0,8839	+0,3404
B	-0,8643	+0,7107	+0,2170	+0,2964	+0,4562	+0,6893	+0,3893	—	+0,4143	+0,4205	+0,2446
NZ	-0,7286	+0,3536	+0,0723	+0,8018	+0,5884	+0,9107	+0,9857	+0,4143	—	-0,6161	+0,2748
CO ₂	+0,8929	-0,6286	-0,1813	-0,7554	-0,6580	-0,9607	-0,8607	-0,6357	-0,9286	-0,8402	+0,2375
MgCO ₃	+1,0000	-0,8071	-0,3420	-0,5732	-0,6188	-0,8750	-0,7179	-0,7857	-0,7286	-0,6866	+0,3446
FeCO ₃	-0,8071	+1,0000	+0,4795	+0,3571	+0,5187	+0,6143	+0,3500	+0,7107	+0,3536	+0,4562	+0,1393

podmieneny blízkostou iónových polomerov Fe a Mn (Fe^{2+} — 0,83 Å, Mn^{2+} — 0,91 Å). Charakter jeho disperzie je normálny. Podľa M. Kvačka a J. Novotného (1966) je Mn okrem karbonátov viazaný na ílovité minerály.

Bárium — vystupuje v pôvodných vzorkách v desatinách %, vo vyseparovaných magnezitoch jeho obsah klesá na stotiny až tisíciny %. V magnezite je charakter jeho disperzie lognormálny. Podľa poradových korelačných koeficientov javí výbornú koreláciu s NZ a je teda nepochybnou zložkou ílovitých minerálov, v ktorých je viazaný absorpčne. Časť Ba môže byť viazaná izomorfne v síranoch. W. Grahman (1920) (in W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman 1962) pripúšťa 8 % obsah BaSO_4 v anhydrite. M. Kvaček — J. Novotný (1966) predpokladajú, že malá časť Ba je viazaná v karbonátoch alebo ako akcesoricky vtrúsený baryt.

Titán — je častou zložkou pôvodných i separovaných vzoriek. Vyskytuje sa v stotínach až tisícínach %, v magnezite je charakter jeho disperzie lognormálny. Podľa poradových korelačných koeficientov výborne koreluje s NZ, a teda s Si a Al, čo poukazuje na jeho väzbu v ílovitých mineráloch. Podľa V. N. Goldschmita (1958) sa titán v íloch nachádza ako veľmi jemne rozptýlený, amorfný alebo kryštalický Ti O_2 .

Bór — v pôvodných i vo vyseparovaných vzorkách obsah bóru dosahuje stotiny až tisíciny %. Obsah bóru študoval M. Kvaček a J. Novotný (1966). Podľa nich sa z prevažnej časti viaže na ílovité minerály a veľmi málo na akcesoricky sa vyskytujúci turmalín. Obsahom bóru v morských ílovitých sedimentoch sa zaoberal S. Landergren (1945) (in M. Kvaček — J. Novotný 1966), podľa ktorého obsah B v týchto sedimentoch je priamo úmerný salinite vody, v ktorej sedimenty vznikli.

Pri ostatných prvkoch sa výraznejšie závislosti neprejavili. Ich obsah v pôvodných vzorkách i vo vyseparovanom magnezite je veľmi nízky. Časť týchto prvkov je spätá s ílovými minerálmi, kde sú absorpčne viazané (Li, V) alebo izomorfne zastupujú Al (Cr, Ca) a Si (Ge). Niektoré sa môžu izomorfne zastupovať v karbonátoch Mg a Ni, Mg a Co, Fe a Ni, Fe a Co, Fe a Ti, Mg a Zn, Fe a Cr, Sr a Pb a časť niektorých prvkov je nepochybné viazaná na sulfidy. Chalkofilný charakter má Co, Ni, Mo, Zn, Ag, Cu, Sb, Bi. Fosfor sa viaže pravdepodobne na apatit.

Záver

Zo štúdia karbonátov v evaporitoch Západných Karpát vyplývajú tieto závery:

1. Karbonátové minerály — kalcit, dolomit, magnezit a niektoré minerály izomorfného radu magnezit — siderit sa v evaporitových ložiskách Západných Karpát vyskytujú pomerne vo veľkom množstve. Hoci priemerný obsah

magnezitu v evaporitoch dosahuje približne iba 5–8 %, zriedkavejšie 10 %, pri takých veľkých mocnostiach síranov a takom veľkom plošnom rozšírení možno ich obsah porovnať s obsahom magnezitu v klasických magnezitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria.

2. Kalcit a dolomit tvoria v rámci evaporitových komplexov väčšie či menšie samostatné polohy. V menšom množstve sa v rozptýlenej forme nachádzajú v síranových polohách a tiež v slaných ťoch.

3. Magnezit a jeho železité deriváty sa vyskytujú v evaporitových ložiskách temer výlučne iba v rozptýlenej forme, najčastejšie v asociácii s anhydritom a dolomitom, bežne sa tiež vyskytuje v asociácii so sadrovcom, prípadne i so soľnými brekciami. Obsahy magnezitu v soľných brekciách sa znižujú. Iba v ložisku v Španej Doline môže veľmi jemnozrnný magnezit mikronových rozmerov vytvárať aj samostatné polohy.

4. Jestvuje určitá kvantitatívna závislosť magnezitu od veku evaporitových ložísk. Najviac magnezitu sa nachádza v evaporitových ložiskách permu a spodného triasu. Vo vrchnom triase (keuper) je magnezit zastúpený v menšej miere. Najmä frekvencia výskytu v analyzovaných vzorkách je tu podstatne menšia. V paleogénnych a neogénnych evaporitoch sme prítomnosť magnezitu nezistili. V neogénnych evaporitoch (karpát) v lokalite Kecerovské Pekľany neďaleko Herľan sa vo vzorkách z vrtných jadier nachádza sideroplezit.

5. Magnezit, prípadne jeho železitejšie odrody sa nikdy nevyskytuje v asociácii s kalcitom. Tento poznatok platí všeobecne, a to nielen v rámci evaporitov, ale aj na klasických ložiskách magnezitu vyvinutých v staršom a mladšom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria.

6. Z hľadiska chemického zloženia, ako aj z hľadiska fyzikálnych vlastností sa magnezity viazané na evaporitové polohy v Západných Karpatoch vyznačujú veľkou variabilitou. Výsledky detailného fyzikálno-chemického štúdia potvrdili, že horečnaté karbonáty v evaporitových ložiskách patria predovšetkým k magnezitu a breuneritu. V jednom prípade sme zaznamenali prítomnosť mezitínu a sideroplezitu. Sideroplezit sa vyskytol v polohe neogénnych evaporitov v lokalite Kecerovské Pekľany v Košicko-prešovskej kotline.

V paleogénnych a neogénnych evaporitoch v Západných Karpatoch sme prítomnosť magnezitu nezistili. Táto skutočnosť tiež potvrdzuje celkový trend postupného klesania horečnatých karbonátov na úkor vápenatých od starších období k mladším, ako ako to uvádza napr. N. M. Strachov (1962). Rozhodujúcu úlohu tu istotne zohral odlišný parciálny tlak CO_2 v atmosfére, iné klimatické pomery a iné objekty zvetrávania.

7. Z výskumu jednotlivých prvkov viazaných na študované vzorky vyplýva, že Mg, Fe a Mn sa prednostne viažu na minerál magnezit, kým Ca, Sr, Ba, B sú späté so síranmi. Prevažná väčšina zistených prvkov je viazaná v oboch prípadoch na ťovité minerály sprievodných hornín a iné heterogénne prímеси.

8. Niet pochýb o tom, že magnezit a jeho železitejšie odrody viazané na evaporitovú fáciu v Západných Karpatoch majú chemogénno-sedimentárny pôvod. Prínos horečnatých roztokov z externých zdrojov v epigenetickom štádiu vylučujeme z toho dôvodu, že vápencovo-dolomitové polohy, vyvinuté v rámci evaporitového komplexu, nie sú postihnuté metasomatickými účinkami.

Vznik magnezitov viazaných na evapority Západných Karpát vysvetľujeme ako dôsledok vyzrážania síranov z morskej vody. Tým sa viazala podstatná časť vápnika a ostatné materské luhy sa relatívne obohatili o horčfk. V prítomnosti CO_2 sa potom vyzrážal dolomit, ale hlavne magnezit.

Do tlače odporučil M. Mišík

Rukopis odovzdaný do redakcie v decembri 1974.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia Československých Karpát. 1. vyd., vydav. SAV, zv. 1, 2, 3, — 1104 s. Bratislava.
- BETECHTIN, A. G. 1955: Mineralogia. Preklad, 1. vyd. Slov. vydav. techn. lit., 880 s. Bratislava.
- BRADENSTEIN, M. — SCHROLL, E. 1960: Borgehalte in Magnesiten. Radex-Rundschau, Heft 3, s. 150—158. Wien.
- BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1961: O sadrovcovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. Geologický průzkum, 3, č. 8, s. 225—227. Praha.
- CONLEY, R. F. — BUNDY, W. M. 1958: Mechanism of gypsification. Geochim. et Cosmochim. Acta, 15, 57. Oxford.
- ČVERČKO, J. RUDINEC, R. 1974: Ložisko kysličníka uhličitého v centrálnej časti košickej kotliny. Geologický průzkum, 16, č. 8, s. 241—244. Praha.
- DANA, J. D. 1872: A system of Mineralogy. 5. vyd., John Wiley son publishers, 827 s. New York.
- DEER, W. A. — HOWIE, R. A. — ZUSSMAN, J. 1966: Porodoobrazujúšije mineraly. Preklad, 1. vyd., izdatelstvo Mir, 406 s. Moskva.
- DEGENS, E. 1967: Geochimija osadočnych obrazovaniij. Preklad, 1. vyd., izdatelstvo Mir, 299 s. Moskva.
- ELIÁŠ, M. — ŠTOVÍK, M. — ZAHRADNÍK, L. 1957: Chemické rozbory nerostných surovin (Diferenční termická analyza), sešit 12, 1. vyd., naklad. ČSAV, 152 s. Praha.
- EREMBURG, B. G. 1962: Rentgenometričeskoje issledovanije kalcijisoderžajuščich sideritov. Zap. vsev. min. obšč. (kratkije soobščeiija, 5, s. 595—603. Moskva.
- FIJAL, J. — STANCZYK, I. 1970: Syngenit z Inowroclawia. Nove dane o mineralach Polski (III), Prace mineralogiczne, 24. Warszawa.
- FRIEDRICH, O. M. 1951: Zur Genese ostalpiner Spatmagnesit und Talklagerstätten. Radex-Rundschau, Heft. 7. Wien.
- FRIEDRICH, O. M. 1963: Zur Genesis des Magnesites von Kaswassergraben und über ein ähnliches Vorkommen (Diegrub im Lammertal. Radex-Rundschau, Heft 2. Wien.

- FRIEDRICH, O. M. 1968: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. Radex-Rundschau., Heft 2. Wien.
- FRIEDRICH, O. M. 1969: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten, IV. Teil. Radex-Rundschau, Heft 3. Wien.
- GILLER, J. L. 1966: Tablicy mežploskostnych rasstajaniij, tom 1, 2, izdatel'stvo Nedra. Moskva.
- GOLDSCHMITH, J. R. 1958: Nekotoryje aspekty geochimii karbonatov. Preklad, Geochimičeskije issledovanija, sbornik statej, izdatel'stvo innostran. liter., s. 426—453. Moskva.
- GUBAČ, J. 1973: Karbonatické horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Zborn. geol. Vied, Rad ZK, 18, s. 141—182. Bratislava.
- HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVOVÁ, G. — BORZA, K. — MARTÍNY, E. 1968: Príspevok k riešeniu genézy zrudnenia v Šankoviciach (Spišsko-gemerské rudohorie). Acta geol. geogr. Univ. Comen., geologica, č. 13, s. 55—89. Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, zošit 46, s. 51—85. Bratislava.
- KOZUR, H. MOCK, R. 1973: Die Obergrenze der „Wettersteinkalk-Fazies“ in der Lokaltät Silická Brezová (Slovenský kras), Věstn. ÚÚG. Praha.
- KRÁLIK, J. 1970: Mineralogy of carbonates from the coal seams of the Ostrava-Karviná district. Čas. Mineral. Geol, 15, č. 4. Praha.
- KULP, J. L. — KENT, P. F. 1951: Thermal study of the Ca-Mg-Fe carbonate minerals. Amer. Mineralogist, zv. 36, č. 9—10. Washington.
- KÜHN, R. 1938: Über die Mineralinhalt der Salztone. Schriften aus dem Mineral.-petrogr Institut d. Univ. Kiel.
- KVAČEK, M. — NOVOTNÝ, J. 1966: Příspěvek ke geochemii slezských a slovenských sedimentárních sádrovců a anhydritů. Sborn. geol. Věd, Řada TG, sv. 7, s. 217—229. Praha.
- LEITMEIER, H. 1953: Die Entstehung der Spatmagnesite in dem Ostalpen. Tschermaks Miner. und petrogr. Mitt, 3, s. 305—331. Wien.
- LEITMEIER, H. — SIEGEL, W. 1954: Untersuchungen an Magnesiten am Nordrand der Grauwackenzone Salzburg und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen. Berg und Hütenm. 99, s. 201—253. Wien.
- LESKO, J. 1972: Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. Mineralium Deposit., zv. 7, č. 1, s. 61—72. Berlin.
- LIPPMAN, F. 1972: Sedimentary Carbonate Minerals. led. Springer-Verlag, 228 s. Berlin
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Záp. Karpaty, sv. 1, 1. vyd. vydav. ČSAV, 496 s. Praha.
- MAHEL, M. — VOZÁR, J. 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrstov SM-I, SM-II (Smižany), Region. geológia Záp. Karpát, 1. vyd. 81 s., GÚDŠ. Bratislava.
- MARKOVÁ, M. — PLANDEROVÁ, E. — POLÁK, M. 1972: Oligocene evaporites in Central West Carpathians. Geol. zborn. Geologica Carpathica, 23, č. 2, s. 263—280. Bratislava.
- MICHEJEV, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Gos. nauč.-tech. izd. lit. po geologii i ochrane nedr., Moskva.
- MIŠÍK, M. 1956: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtu na sadrovce SB-12. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1962: Príspevok k petrografii sadrovcovo-anhydritových hornín verfénu gemeríd. Geologický zborn. SAV, 13, č. 1, s. 149—160. Bratislava.

- NĚMEC, F. 1953: Mineralogicko-petrografický rozbor vzorků ze Spišské Nové Vsi. (Příloha ke správě „Průzkum anhydritu a sádrovce ve Spišské Nové Vsi“) Geofond. Praha.
- NYRKOV, A. A. 1965: Etalonnije rengenogramy brojnerita i pistomezita a zavisimost ich charakteristik ot chimičskogo sostava. Rengenometričeskij žurnal, s. 108—113.
- PALACHE, CH. — BERMAN, H. — FRONDEL, C. 1951: The system of mineralogy of J. D. Dana and E. S. Dana, preklad. Moskva.
- PURSER, B. H. 1973: The Persian Gulf. 1. vyd., Springer-Verlag, 471 s. Berlin.
- RANKAMA, K. — SAHAMA, TH. G. 1952: Geochemistry. X. ed. Chicago.
- RUDINEC, R. 1973: Neogénna výplň a predneogénne podložie juhovýchodnej časti podvihorlatskej oblasti (vrt-Vysoká-1). Geol. práce, Správy 61, s. 211—218. Bratislava.
- SCHROLL, E. 1961: Über die Vorkommen von Magnesit in alpinen Salzlagerstätten. Radex-Rundschau, zoš. 5, s. 704—717. Wien.
- SIEGEL, W. 1964: Die Magnesite der Werfener Schichten in Raume Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellmau in Tiroll. Radex-Rundschau, zoš. 3. Wien.
- SIEGEL, W. 1969: Entwurf zu einer saliner- sedimentaren Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen). Mineralium Depos., 4. Salzburg.
- STRACHOV, N. M. 1945: O paragenese karbonatnych mineralov v otloženijach solennych vodojemov. Materialy po litologii, M. Izdatelstvo Moskovskogo Ob-va ispyt. prirody. Moskva.
- STRACHOV, N. M. 1962: Osnovy teorii litogeneza, tom III. tipografija, izdatelstvo AN-SSSR, 546 s. Moskva.
- TURAN, J. 1965: Quantitative manometrische Bestimmung von Karbonates des Types Kalk-Dolomit. Geol. zborn. SAV, 16, č. 1, s. 231—240. Bratislava.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1972: Möglichkeiten zur Nutzung der manometrischen Methode bei der Bestimmung von Karbonaten. Geol. zborn. Geologica Carpathica, 23, č. 1, s. 99—114. Bratislava.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Záp. Karpát. Manuskript-archív PFUK, 295 s. Bratislava.
- VANČOVÁ, L. 1970: Základné laboratórne metódy výskumu karbonátových minerálov magnezitových ložísk. Manuskript-archív PFUK, 138 s. Bratislava.
- VARGA, I. 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologických karbonátových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Mineralia slov. 2, č. 6, s. 85—91. Spišská Nová Ves.
- WALTER, M. R. — COLUBIC, S. — PREISS, W. V. 1973: Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near the Coorong Lagoon, South Australia. J. sed. Petrography, zv. 43, č. 4, s. 1021—1030.
- ŽABKA, M. 1972: Separácia minerálov a prehľad úpravníctva. Skriptá, 1. vyd., PFUK, 226 s. Bratislava.

J. Turan — L. Vančová

Magnesite occurrences in evaporites of the West Carpathians

Summary

So far the problem has not been treated in our country, although it is known from foreign literature. On the grounds of the literature we want to study

magnesite occurrences in connection with the evaporite facies. Investigated are evaporites in the entire stratigraphical scale — from the earliest-Permian to the latest — in the Neogene.

Sampled were boring cores of 12 localities and 30 boreholes (about 400 samples). The samples were examined for qualitative and quantitative representation of carbonate minerals.

The examination of natural sulphate samples showed that at some localities the occurrences of magnesite in samples are quite frequent — 80—90 % (Smížany, Biele Vody, Novoveská Huta), elsewhere they are less frequent — 40—50 % (Šankovce, Strelnice, Špania Dolina). The results are in the table.

The average contents of magnesite in natural samples are 5—10 %, unusually levelled. Higher contents are infrequent. The highest magnesite contents were recorded at the localities Biele Vody (30 %) and Špania Dolina (34 %).

The presence of magnesite in natural sulphate samples may be reliably ascertained by current identification methods (X-ray analyses, DTA, manometrical analyses).

In relation to magnesites and according to stratigraphic position, evaporites are divided into the following groups:

1. Evaporites of the Upper Permian and the Lower Triassic;
2. Evaporites of the Upper Triassic (Keuper);
3. Evaporites of the Paleogene and Neogene

As regards the first two groups, i. e. evaporites of the Upper Permian and of the Lower Triassic, and in evaporites of the Upper Triassic, magnesites are present in samples from all the localities studied. In the Paleogene and Neogene evaporites magnesite has not been present. The only exception is the locality Kecerovské Pekľany near Herľany, where sideroplesite was found in an evaporite layer.

It is difficult to explain causes of sterility of young evaporites for magnesite. Most likely there is a complex of factors causing general decrease of Mg-content and increase of Ca-content in mother lye from which carbonates precipitate. It is evidenced by the fact that calcite is quite frequent in the evaporites. Since we failed in trying to find common occurrences of calcite and magnesite, not only in evaporite deposits but also in classical magnesite deposits, we must regard it as an objective reality controlled by sedimentological regularities.

Magnesites restricted to evaporites, are mostly present in the form of isolated grains, unevenly dispersed in the sulphate groundmass. No larger aggregate complexes nor isolated layers were found. In some cases found were magnesite grains grouped in parallel layers.

Another characteristic feature of magnesite grains in evaporites is their partially spherical form owing, perhaps, to a temporary transport or to combination of rhombohedral and scalenohedral surfaces. Larger magnesite grains exhibit a tendency to idiomorphic bordering with frequent inclusions of sulphates. They are evidently younger than sulphates.

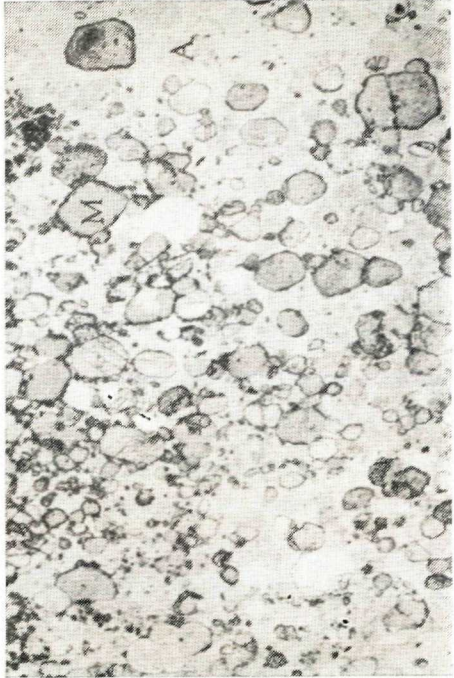
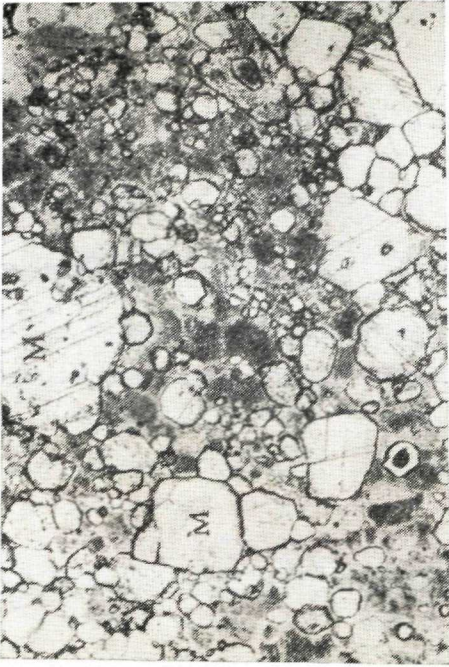
From among the natural samples analyzed, about 40 from different localities with the highest magnesite contents have been chosen. From these samples magnesite was separated. It was rather difficult because both principal minerals — magnesite and anhydrite — have almost the same properties. Anhydrite was treated by 5 % sodium carbonate solution to get calcite and calcite was

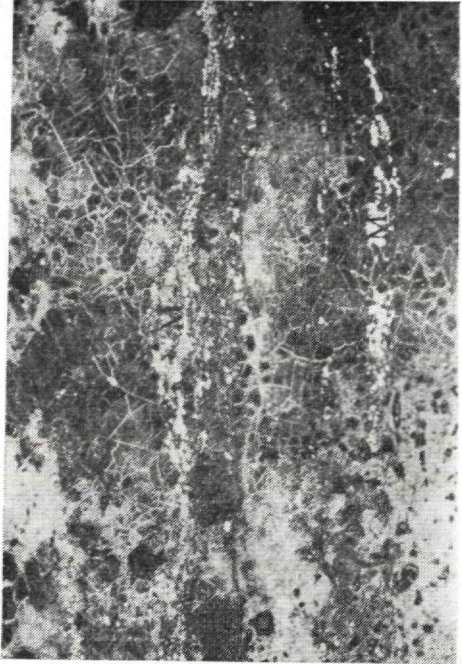
then removed by dissolving in diluted hydrochloric acid. Magnesite was then separated from other components by heavy liquids, and purified electromagnetically. Separated magnesite was then submitted to detailed mineralogical-chemical analyses.

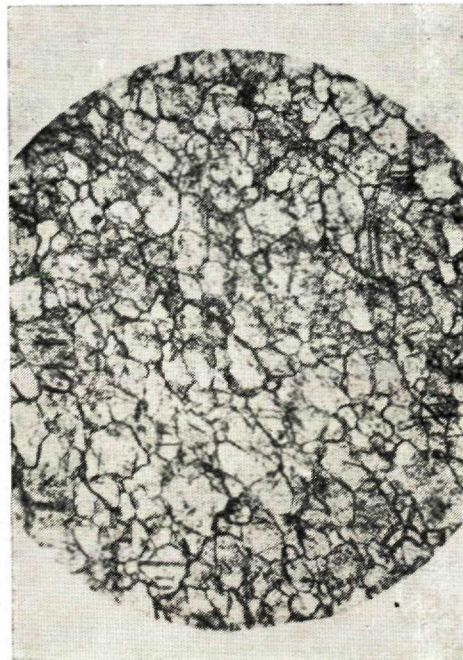
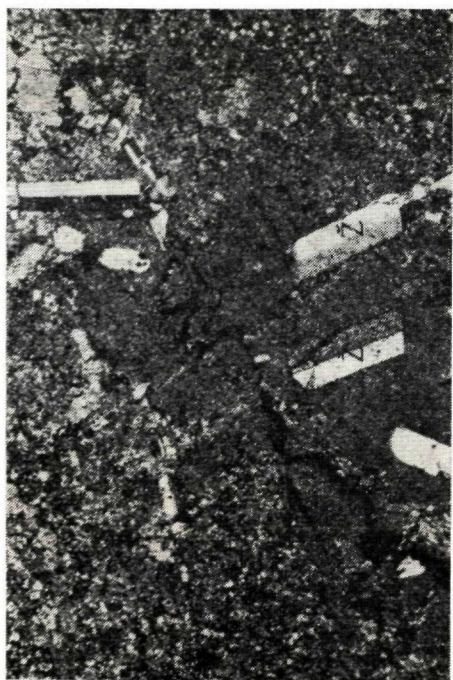
The analyses of magnesite showed considerable variability of their chemistry and of their physical-chemical properties. Only a small portion of magnesites restricted to evaporites may be ranged among typical magnesites. Most magnesites contain increased amounts of Fe. According to this and their optical properties they may be ranged among breunerites and mesitites. The Fe-contents vary between 0,88 and 12,51 %. Because of the variable Fe-contents they are practically unexploitable.

Doubtlessly, magnesites and more ferruginous derivatives restricted to evaporites of the West Carpathians are of sedimentary-diagenetic origin. The supply of magnesium solutions from external sources is excluded because the limestone-dolomite layers in the evaporite complex are not affected by metasomatism. These magnesites formed in result of precipitation of sulphates from sea water. Then a predominant portion of Ca got bound, and mother lyes got enriched with Mg. The Mg bound then to magnesite.

Translated by E. Jassingerová







Vysvetlivky k tabuľkám I—III

Tab. I

Obr. 1 Individuálne zrná magnezitu v anhydrite s tendenciou čiastočného zaoblenia. Lokalita: Biele Vody, vzorka BV-XXXXII/10/73. Nikoly //, zväčšenie 20 x. Foto: L. Osvald.

Obr. 2 Individuálne zrná magnezitu v anhydrite s tendenciou čiastočného zaoblenia. Lokalita: Biele Vody, vzorka BV-XXXXII/10/73. Nikoly //, zväčšenie 20 x. Foto: L. Osvald.

Obr. 3 Klence sideroplezitu v ílovcoch s obsahom síranov. Lokalita: Kecerovské Pekľany, vzorka KP-I/2/73. Nikoly //, zväčšenie 43 x. Foto: L. Osvald.

Obr. 4 Bohatšie partie jemnozrnného magnezitu v evaporitoch s alotriomorfným vývinom zrna. Lokalita: Smižany, vzorka SM-I/17/73. Nikoly //, zväčšenie 43 x. Foto: L. Osvald.

Tab. II

Obr. 1 Brekie evaporitov, v ktorých sa magnezitové zrná koncentrujú v nepravidelných vrstvičkách. Lokalita: Smižany, vzorka SM-I/7/73. Nikoly //, zväčšenie 20 x. Foto: L. Osvald.

Obr. 2 Brekie evaporitov, v ktorých sa magnezitové zrná koncentrujú v nepravidelných vrstvičkách. Lokalita: Smižany, vzorka SM-I/9/73. Nikoly //, zväčšenie 5 x. Foto: L. Osvald.

Obr. 3 Zrno magnezitu idiomorfného vývinu s uzavreniami síranov. Lokalita: Šankovce, vzorka VŠ-I/55/73. Nikoly //, zväčšenie 55 x. Foto: L. Osvald.

Obr. 4 Magnezitové zrná intenzívne korodované síranmi. Lokalita: Smižany, vzorka SM-I/9/73. Nikoly //, zväčšenie 43 x. Foto: L. Osvald.

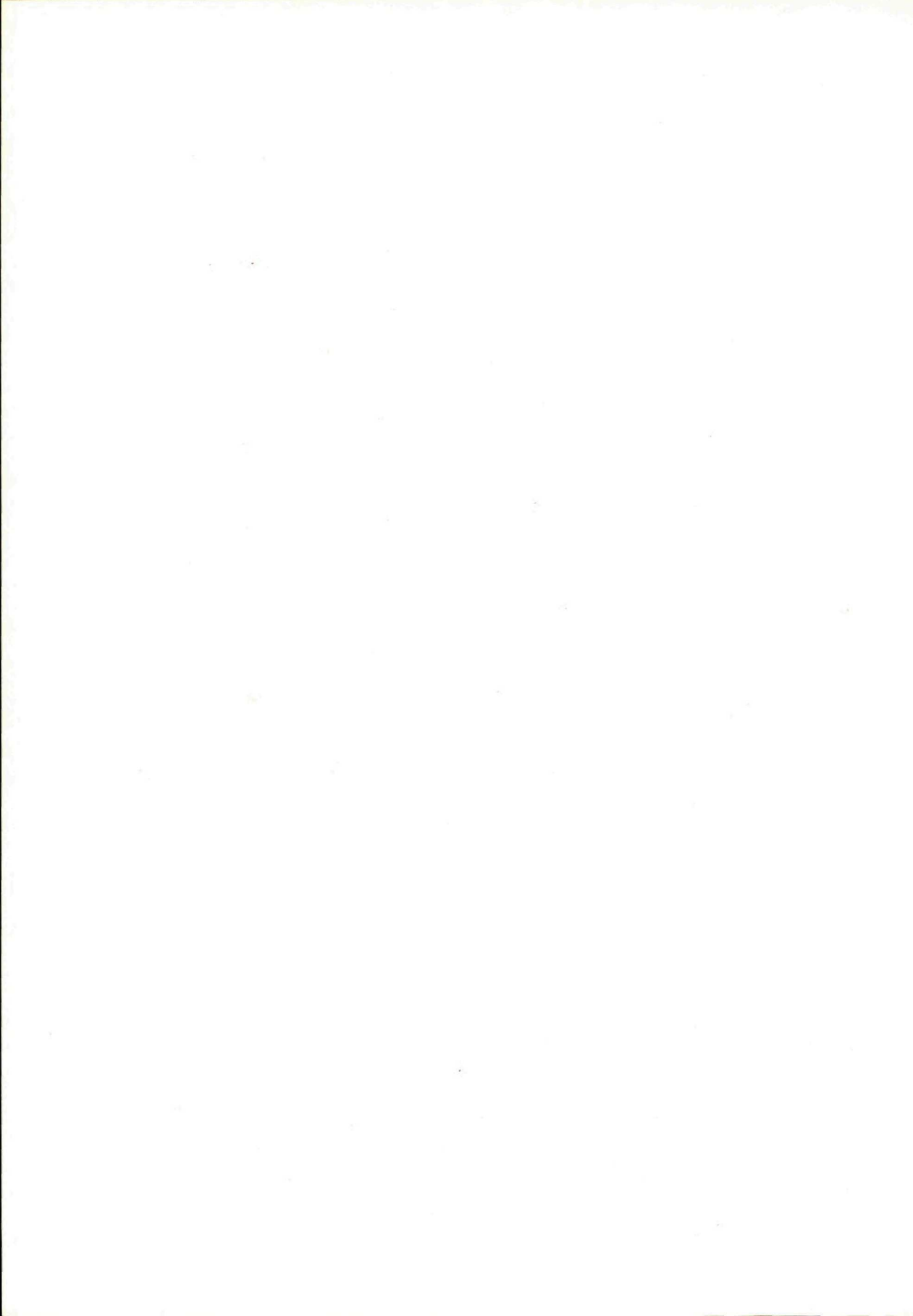
Tab. III

Obr. 1 Autigenné živce bohato zastúpené v ílovitých bridliciach so zvýšeným obsahom síranov. Lokalita: Novoveská Huta, vzorka NVH-11/73. Nikoly X, zväčšenie 26 x. Foto: L. Osvald.

Obr. 2 Chloritová bridlica so zvýšeným obsahom veľmi jemnozrnného magnezitu. Sadrovec je najčastejšie prítomný v sekundárnych žilkách. Lokalita: Špania Dolina, vzorka ŠŠ-I/15/73. Povodná veľkosť. Foto: L. Osvald.

Obr. 3 Grafická bridlica s obsahom drobných magnezitových zrn pripomínajúcich magnezity viazané na evapority. Lokalita: Košice—Medvedza, vzorka Me-2/72. Nikoly //, zväčšenie 11 x, farbené s ASS. Foto: L. Osvald.

Obr. 4 Jemnozrnný magnezit dlaždicovej štruktúry s alotriomorfným vývinom zrn. Lokalita: Košice—Medvedza, vzorka Me-45/72. Nikoly //, zväčšenie 43x, farbené s ASS. Foto: L. Osvald.



Jozef Vozár

Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tríbeč

6 obr. v texte, nemecké a ruské resumé

Abstract. The Late Paleozoic (Upper Carboniferous — Permian) with extensive linear Permian volcanism of a melaphyre-porphyrite formation in the early stage of history of the Alpine geosyncline is a characteristic feature of the Choč unit in the West Carpathians. In the Choč unit the volcanism is mostly extended in the Nízke Tatry mountains, Malé Karpaty mountains, in the basement of the Central Slovakian volcanic region and in the Tríbeč mountains.

Úvod

Permské vulkanity chočskej jednotky v jednotlivých pohoriach Západných Karpát sa systematicky skúmajú od r. 1963. V poslednom období (r. 1971 — 1974) sme sa zaoberali výskumom týchto vulkanitov v pohorí Tríbeč. Nadviazali sme na etapu základného geologického výskumu A. Bieleho (1962) a E. Krista (1959), ktorí zostavili geologickú mapu celého pohoria v mierke 1 : 50 000 (1975).

Mladšie paleozoikum chočskej jednotky sa nachádza v severnej a severovýchodnej časti pohoria Tríbeč. Väčšinou sú to len malé výskyty odokryté uprostred mladších útvarov (mezozoikum). V nadväznosti na skúmanú okrajovú časť Tríbeča je karbón a perm chočskej jednotky bohato vyvinutý v podloží stredoslovenských neovulkanitov smerom na SV, V a JV. Potvrdzujú to izolované ostrovy a profily mnohých vrto.

V tejto práci predkladáme najnovšie výsledky výskumu permských vulkanitov chočskej jednotky v pohorí Tríbeč. Podstatnou časťou práce je petrografická a geochemická charakteristika vulkanických hornín. Úplný obraz o rozšírení a stavbe vulkanických telies dopĺňujú údaje o charaktere vulkanizmu a stratigrafii mladšieho paleozoika chočskej jednotky, a to aj v porovnaní s výskytmi v Malých Karpatoch a Nízkych Tatrách.

Prehľad doterajších výskumov

Základný geologický výskum sa v pohorí Tríbeč začal robiť iba nedávno. Kryštalínium komplexne spracoval E. Krist (1959). Mladšie paleozoikum a mezozoikum všetkých zastúpených tektonických jednotiek preštudoval a zmapoval A. Biely (1962). Pri výskume permských vulkanitov chočskej jednotky sme používali mapu A. Bieleho (1962), zostavenú pre tlač v mierke 1 : 50 000 z celého pohoria (1975).

A. Biely (1962) vymedzil v pohorí Tríbeč obalovú (tríbečskú) sériu, krížňanský príkrov (zliechovskú sériu), chočský príkrov (čiernovážsku sériu). Permské vulkanity sa vyskytujú práve v čiernovážskej sérii chočského príkrovu. V jeho bazálnej časti leží vrchný karbón a perm s vulkanitmi. A. Biely (1962) urobil základnú charakteristiku mladšieho paleozoika chočského príkrovu. Všimol si najmä jeho rozšírenie, litologický sled a čiastočne i výskyt vulkanitov. Karbón a perm súhrne porovnáva s výskytmi v Štiavnickom ostrove (O. Fusán — J. Šalát 1952), s Malými Karpatmi (M. Maheľ 1961) a hlavne s výskytmi v Nízkych Tatrách (A. Biely 1961, 1962). V nadloží permu vymedzil A. Biely (1962) litologicky výrazné kremence (seiss) a pestré súvrstvie kampilu.

Perskými vulkanitmi chočskej jednotky v pohorí Tríbeč sa zaoberali geológovia už v minulosti, ale zväčša len okrajove v súvislosti s inou problematikou. Melafýry tu po prvýkrát opisuje D. Štúr (1860), ktorý ich spolu s okolitým pestrým súvrstvom považuje za perm. Osobitne sa petrografiou melafýrov príľahlej Hornej Nitry zaoberá práca autorov V. Čechoviča — F. Ulricha (1937). Prvá práca s petrochemickým zameraním o melafýroch z tejto oblasti je od V. Zorkovského (1949). I keď A. Biely (1962) nerieši bezprostredne petrografiou melafýrov a iných vulkanických hornín, predsa podáva o permských vulkanitoch najúplnejší obraz. V poslednom období sedimenty mladšieho paleozoika chočskej jednotky komplexne zhodnotil V. Ďurovič (1970, 1971), a to ako súčasť výskumov v celých Západných Karpatoch. Z tejto práce pochádzajú i podklady pre riešenie otázok genézy sedimentov a paleogeografických podmienok.

V súvislosti s prehľadom výskumov v pohorí Tríbeč nemožno zabudnúť na výsledky z príľahlých oblastí, predovšetkým podložia stredoslovenských neovulkanitov. V súvislosti s prieskumom Cu-mineralizácie v Kuliarovej doline sa litológiiu mladšieho paleozoika chočskej jednotky zaoberal D. Kubíny et al. (1960.) Z výskumu podložia neovulkanitov treba spomenúť najmä práce K. Karolusa et al. (1969, 1970, 1971, 1972), A. Brlaya et al. (1973) a O. Fusána et al. (1969, 1971).

Rozšírenie a stavba vulkanických telies

Mladšie paleozoikum chočskej jednotky sa nachádza predovšetkým v severovýchodnej časti pohoria Trábeč. A. Biely (1962) tu kartograficky vymedzil vrchný karbón, perm a v oboch útvaroch významnejšie vulkanické telesá. Súčasne známe výskyty mladšieho paleozoika chočskej jednotky vystupujú z podložja mezozoika, prípadne z podložja neovulkanitov, kde majú formu izolovaných kryh. V rámci mladšieho paleozoika chočskej jednotky možno na základe korelácie s Nízkymi Tatrami stratigraficky vymedziť vrchný karbón a perm. Na stavbe oboch útvarov sa podieľajú rovnaké litologické horizonty ako v Nízkych Tatrách (A. Biely 1961, 1962, 1965; V. Ďurovič 1968, 1970; E. Drnzík 1969; J. Badár — L. Novotný 1971; J. Vozár 1970, 1971; V. Sitár — J. Vozár 1973). Na základe doterajších poznatkov možno porovnať karbón a perm chočskej jednotky v oboch pohoriach a takto použiť jednu stratigrafickú schému (V. Sitár — J. Vozár 1973):

C vrchný karbón: šedé súvrstvie — droby, drobové pieskovce, piesčité bridlice, ílovité a grafitické bridlice, arkózovité pieskovce, zlepenca.

P₁ spodný perm: šedo-zelené, červenohnedé zlepenca, drobové pieskovce, droby, pestro-

Obr. 1 Rozšírenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky v Západných Karpatoch

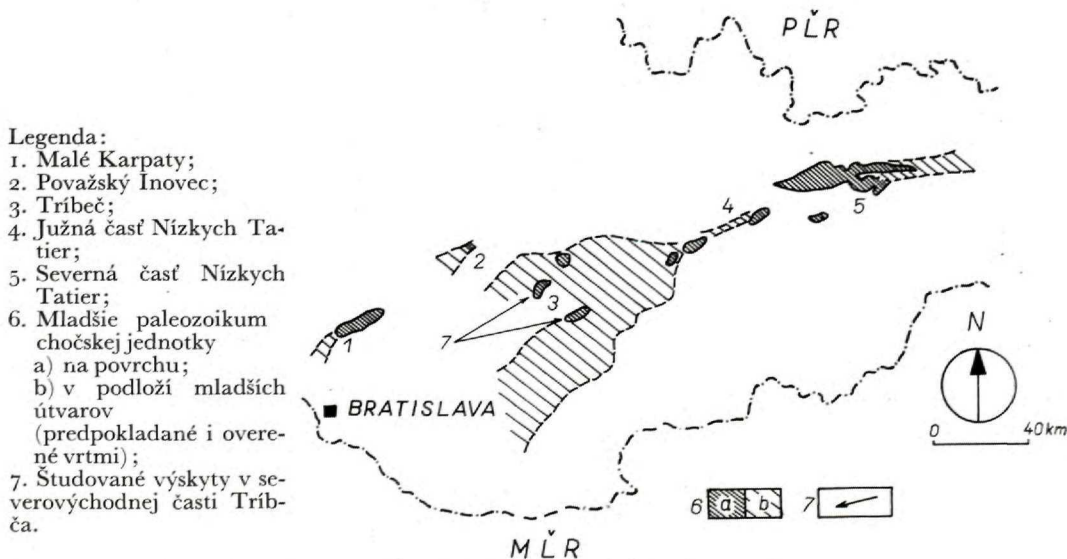


Abb. 1 Verbreitung des Jungpaläozoikums der Choč-Einheit in den Westkarpaten.

Legende: 1 — Kleine Karpaten; 2 — Považský Inovec; 3 — Trábeč-Gebirge; 4 — Südteil der Niederen Tatra; 5 — Nordteil der Niederen Tatra; 6 — Jungpaläozoikum der Choč-Einheit: a) an der Oberfläche, b) im Untergrund der jüngeren Formationen (vorausgesetzt und bestätigt durch Bohrungen); 7 — Untersuchte Vorkommnisse im nordöstlichen Teil des Trábeč.

farebné ílovité, ílovito-sericitické, ílovito-piesčité bridlice a vulkanické horniny I. erupčnej fázy (melafýry, melafýro-porfýrity, porfýrity a sprievodné tufty, tufitické sedimenty).

P₂ vrchný perm: pleťovohnedé, červenohnedé kremenné a drobové pieskovce, ílovité ílovito-sericitické, ílovito-piesčité bridlice, droby, lagunaroidné sedimenty, vulkanické horniny II. erupčnej fázy (melafýry, melafýro-porfýrity, porfýrity vytvárajú opakujúce sa výlevy, sprievodné tufy, tufty, tufitické sedimenty), povulkanické sedimenty najvrchnejšieho permu (piesčité ílovité bridlice). Do permu patria i žilné telesá dioritových porfýritov ako súčasť subvulkanického aparátu, ktoré prenikajú predovšetkým cez karbónske a spodopermské sedimenty (V. Šťastný 1927).

V pohorí Tríbeč na rozdiel od Nízkych Tatier, prípadne Malých Karpát, sa permské vulkanity vyskytujú len vo forme malých telies zväčša šošovkovitého obmedzenia. Ich vnútorná stavba je vzhľadom na jednotlivé petrografické variety dosť pestrá. Na stavbe efuzívnych šošoviek i na stavbe žíl sa podieľajú všetky petrografické variety, ktoré autor uvádza už pri štúdiu Malých Karpát, príp. Nízkych Tatier (in lit. 1967, 1973, 1974). I keď na povrchu, v pohorí Tríbeč sú to vcelku malé výskyty, nemožno ich chápať celkom izolovane. Z výskumu podložia neovulkanitov totiž vyplýva, že mladšie paleozoikum chočskej jednotky je tu značne rozšírené, čo potvrdili najmä štruktúrne vrty (K. Karolus et al. 1969, 1970, 1972; O. Fusán et al. 1971; A. Brlay et al. 1973; K. Karolus — J. Vozár 1973; J. Vozár 1973). V podloží stredoslovenských neovulkanitov má vrchný karbón a perm s vulkanitmi nielen značné plošné rozšírenie, ale aj veľkú mocnosť. Z tohto hľadiska možno výskyty v Tríbeči chápať ako vývin mladšieho paleozoika s relatívne bohatým vývojom sedimentov a menším podielom erupzív.

Permské vulkanity chočskej jednotky sa v pohorí Tríbeč nachádzajú hlavne v oblastiach:

1. severne od Veľkej Lehoty, na východe ohraničené približne dolinou Pílanského potoka (št. cesta Žarnovica — Píla — Veľké Pole), na západe oblasťou doliny Žitavica (na SV od Jedľových Kostolian a SZ od Veľkej Lehoty).
2. v okolí dediny Hostie
3. v okolí dediny Turčianky
4. severne od Veľkého Poľa (drobné výskyty, prevažujú najmä permské sedimenty).

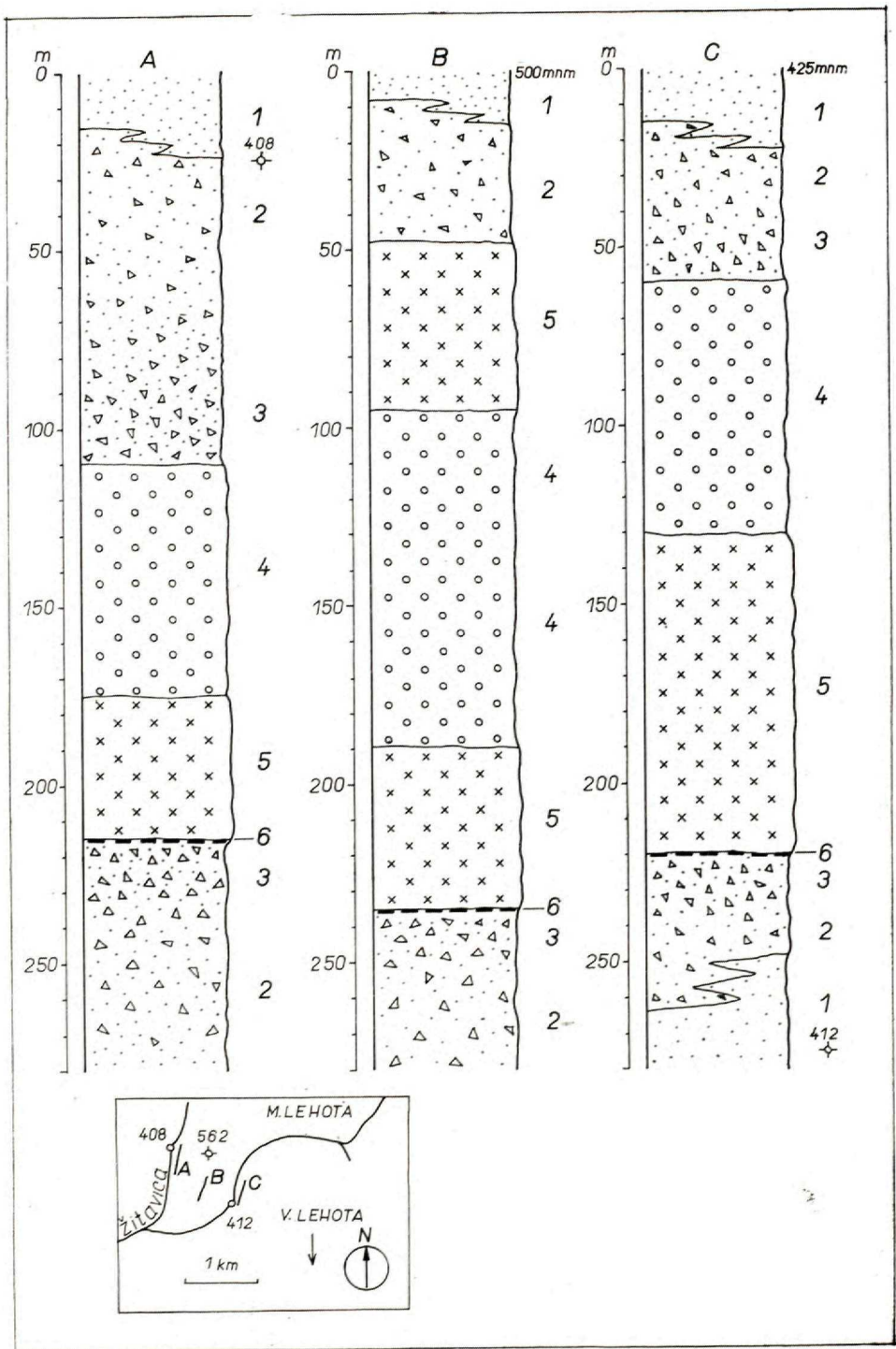
Oblasť severne od Veľkej Lehoty je z hľadiska rozšírenia mladšieho paleozoika chočskej jednotky vytvorená zo šedého súvrstvia vrchného karbónu a pestrého súvrstvia permu. V karbóne boli zaznamenané výlučne žilné telesá dioritových, príp. gabrodioritových porfýritov. V perme sú jednak menšie žilné (plytkopodpovrchové) telesá, ale hlavne efuzíva v sprievode pyroklastík (obr. 2, 3, 4).

V karbónskom súvrství sa žily nachádzajú v oblasti pri Malej Lehote, v okolí doliny Pílanický potok a po oboch svahoch doliny Žitavica. Ich hrúbka je rôzna, od 4 m až do niekoľko desiatok metrov, zriedkavo v niektorých hrebe-

ňoch až 100—120 m. Dĺžka telies od 30—40 m až do 600—800 m. Vo vzťahu ku karbónskemu súvrstviu je dokázaná existencia kontaktnej metamorfózy bezprostredného nadložia a podložia. Tvoria prevažne medzivrstevné intrúzie. Okrem izolovaných žíl šošovkovitého obmedzenia sú tu aj zložitejšie telesá (sústava niekoľkých žíl zachovávajúcich smer po niekoľkonásobnom vyklinení; spojenie dvoch žilných telies s uzavretím šošovky sedimentov a pod.). Vnútna stavba žíl je v podstate jednoduchá — drobnozrnitá a strednozrnitá varieta dioritových, príp. gabrodioritových porfyritov. V karbóne neboli nájdené pyroklastiká geneticky zviazané s opisovaným bázickým vulkanizmom.

V permskom súvrství sú jednak menšie žilné, ale hlavne výlevné telesá a sedimentárne polohy pyroklastík (tufy, tufity, tufitické sedimenty). Žilné telesá sa vyskytujú len ojedinele, majú malú mocnosť (niekoľko m) a ich dĺžka je max. 100—120 m (v hrebeni na východ od Žitavice má teleso väčšie rozmery). Vo vzťahu k okolitým nadložným i podložným sedimentom bola zaznamenaná kontaktná metamorfóza. Žilné telesá v perme sú vytvorené z drobnozrnitých a strednozrnitých, menej drobnoporfyrických melafýrov, melafýroporfyritov a porfyritov. Efuzívne telesá majú v porovnaní so žilami zložitú vnútornú stavbu a podstatne väčšie rozšírenie. Podľa vnútornej stavby je to pestrá skladba rôznych variet. Prevláda mandľovcovo-pórovitá a drobnozrnitá varieta, ktorá vytvára hlavne okrajové časti efuzívnych telies. V ich vnútornej časti sa vyskytuje i porfyrická a mandľovcovo-porfyrická varieta. U väčších, hlavne mocnejších efuzívnych telies sa variety striedajú viackrát. V niektorých profiloch možno v rámci jedného efuzívneho telesa vymedziť viac výlevov. Efuzívne telesá dosahujú hrúbku 200—250 m a max. 1000—1500 m dĺžku. Pyroklastiká (tufy, tufity, tufitické pieskovce a fľovce) sa v pestrom permskom súvrství nachádzajú jednak v blízkosti (v podloží i nadloží) efuzív a tiež izolovane medzi ostatnými sedimentmi. Zložené sú z nich polohy rôznej mocnosti a sedimentárne vložky, na niektorých miestach sú viacnásobne vystriedané s inými sedimentmi. Efuzívne telesá, ako i sprievodné pyroklastiká sa vyskytujú hlavne v perme, v oblasti východne od osady Lúčno, v doline Žitavica a v jej okolí, pri Nemčekovom Štále a pri kóte Brezov vrch (obr. 4). Menšie telesá sú vo vyústení doliny Žitavica, západne od Malej Lehoty. Usmernenie všetkých vulkanických telies je generálne V—Z, prípadne v rozmedzí SZ—JV až JZ—SV.

Okolie dediny Hostie je charakteristické vcelku malými výskytmi permu s vulkanitmi. Vo východnej časti dediny, vo svahu i v menších zárezoch sú odokryté dve malé efuzívne telesá smeru S—J. Telesá majú rozmery 250—300 m × 30—60 m. Zložené sú z mandľovcovo-porfyrického melafýru bohatého na sklo. Spolu s efuzívami sa bohato vyskytujú pyroklastiká (tufy a tufity), ktoré svojím rozsahom prevyšujú vlastné efuzívne telesá a tvoria viaceré polohy aj v ostatnom permskom súvrství. Efuzívny charakter telies pri Hostí potvrdzu-



jú nielen sprievodné pyroklastiká, ale i kontaktná metamorfóza bezprostredného podložia.

Okolie dediny Turčianky. Na severe a severovýchode od obce leží malý výskyt permu s jedným efuzívnym telesom, zloženým z rôznych variet melafýrov. Ako sprievodné pyroklastiká sú tu tufy a tufity. Charakter a stavbu tohto efuzívneho telesa najlepšie dokumentuje meraný profil (viď obr. 3). Vulkanické horniny sú tu obnažené na ploche cca $220 \times 300-350$ m. Vrstvy pyroklastík a nadložných i podložných sedimentov permu sa mierne skláňajú na SV ($15-20^\circ$ uhol). Je pravdepodobné, že tento výskyt nie je celkom izolovaný, ale chočský perm s vulkanitmi sa nachádza i v podloží tretohornej výplne Nitrianskej doliny a v pokračovaní v samostatných výskytoch v južnej časti Strážovskej hornatiny (v okolí Bánoviec n. Bebravou, pri Novákoch a inde).

Severne od Veľkého Poľa je niekoľko izolovaných ostrovov pestrých permských sedimentov s lokálnymi výskytmi pyroklastík. Efuzívne horniny zatiaľ neboli zistené. V tejto oblasti sú to síce len izolované ostrovy chočského permu, ale dá sa predpokladať, že sa vyskytuje smerom na východ a na sever v podloží stredoslovenských neovulkanitov, kde už v minulosti bola existencia chočskej jednotky potvrdená vrtnými prácami (in lit.).

Obr. 2 Vysvetlivky k profilom A, B, C

A — profil permským vulkanickým telesom v doline Žitavica, v záreze lesnej cesty na juh od k. 408;

B — profil permským vulkanickým telesom v hrebeni na východ od doliny Žitavice;

C — profil permským vulkanickým telesom v doline Žitava, v záreze štátnej cesty Obyce—Malá Lehota na sever od mosta, k. 412.

Legenda:

1 — pestrofarebné súvrstvie drob, drobových pieskovcov, piesčitých a ílovitých bridlic;

2 — tufity, tuffitické pieskovce a bridlice, pieskovce a bridlice s vulkanoklastickým materiálom;

3 — litoklastické a kryštalo-vitroklastické tufy, tufity s tenkými vložkami tuffitických a ílovitých bridlic;

4 — mandľovcovo-pórovitá varieta melafýrov, melafýr-porfyrítov premenených a s bohatými produktami hydrotermálnych pochodov;

5 — drobnozrnitá a strednozrnitá varieta melafýrov, melafýr-porfyrítov chloritizovaných a čiastočne epidotizovaných;

6 — pozorované účinky kontaktnej metamorfózy.

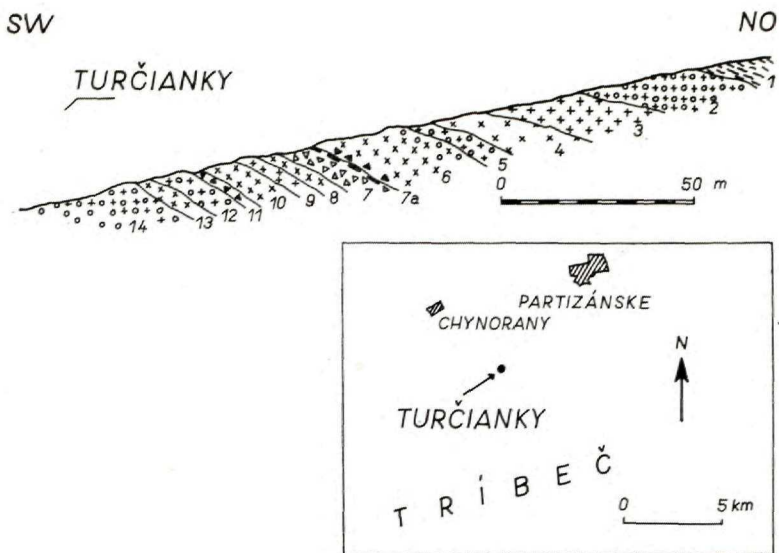
Abb. 2 Erläuterungen zu den Profilen A, B, C

A — Profil des permischen vulkanischen Körpers im Žitavica-Tal, im Einschnitt des Waldweges südlich der K. 408;

B — Profil des permischen vulkanischen Körpers am Kamme östlich des Žitavica-Tales;

C — Profil eines permischen vulkanischen Körpers im Žitava-Tal, Im Einschnitt der Landstrasse Obyce — Malá Lehota, nördlich der Brücke K. 412.

Legende: 1 — Buntfärbige Schichtfolge von Grauwacken, Grauwackensandsteinen, sandigen und tonigen Schiefen; 2 — Tuffite, tuffitische Sandsteine und Schiefer, Sandsteine und Schiefer mit vulkanoklastischem Material; 3 — lithoklastische und kristallin-vitroklastische Tuffe, Tuffite mit dünnen Einlagerungen von tuffitischen und tonigen Schiefen; 4 — Mandelstein-poröse Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten, umgewandelt und mit reichlichen Produkten der hydrothermalen Vorgänge; 5 — fein und mittelkörnige Varietät von chloritisierten und teilweise epidotisierten Melaphyren, Melaphyrporphyriten; 6 — beobachtete Wirkungen der Kontaktmetamorphose.



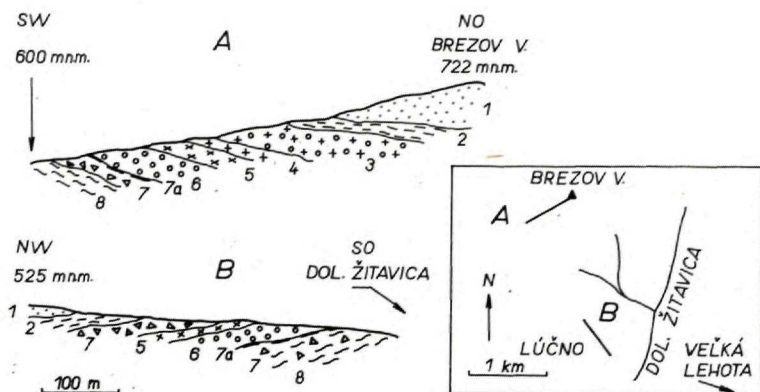
Obr. 3 Profil permským vulkanickým telesom v zereze poľnej cesty na severovýchod od obce Turčianky

Legenda:

- 1 — červené, červenofialové ílovito-piesčité bridlice;
- 2 — zelené mandľovcovo-pórovité, miestami mandľovcovo-porfýrické melafýry;
- 3 — fialové drobnoporfýrické melafýry;
- 4 — šedé, šedo-zelené drobnozrnité, lokálne drobnoporfýrické melafýry;
- 5 — fialové, fialovo-šedé melafýry s drobnými výrastlicami a pórami;
- 6 — šedo-zelené melafýry v bazálnej časti sklovité, afanitické, vyššie drobnozrnité a v najvrchnejších častiach drobnomandľovcové;
- 7 — hrdzavohnedé melafýrové tufty a tufty kontaktne metamorfované nadložnými melafýrmi (7a);
- 8 — fialové, brekciovité sklovité melafýry so žilkami epidotu a kalcitu. Okrajová časť efuzívneho prúdu;
- 9 — fialové drobnoporfýrické melafýry s tenkými žilkami epidotu;
- 10 — fialové drobnozrnité melafýry so žilami epidotu až 40 cm hrubými;
- 11 — fialové mandľovcovo-pórovité brekciovité melafýry so žilkami kalcitu, epidotu a chloritu. Prítomná Cu-mineralizácia.
- 12 — fialové mandľovcovo-porfýrické melafýry;
- 13 — fialové drobnozrnité melafýry;
- 14 — fialové mandľovcovo-pórovité, vyššie mandľovcovo-porfýrické melafýry.

Abb. 3 Profil durch den vulkanischen Körper NÖ der Ortschaft Turčianky.

Legende: 1 — rote, rotviolette tonig-sandige Schiefer; 2 — grüne mandelstein-poröse, stellenweise mandelstein-porphyrische Melaphyre; 3 — violette fein-porphyrische Melaphyre; 4 — grüne, graugrüne feinkörnige, lokal feinporphyrische Melaphyre; 5 — violette, violett-graue Melaphyre mit kleinen Einsprenglingen und Poren; 6 — graugrüne Melaphyre, glasig, aphanitisch im basalen Teil, höher feinkörnig und in den obersten Partien feinmandelsteinig; 7 — rostbraune Melaphyrtuffe und Tuffite, kontaktmetamorphiert, durch die hangenden Melaphyre (7a); 8 — violette, brekziöse glasige Melaphyre mit Äderchen von Epidot und Kalzit. Randteil des effusiven Stromes; 9 — violette feinporphyrische Melaphyre mit dünnen Epidot-Äderchen; 10 — violette feinkörnige Melaphyre mit Äderchen von Epidot bis 40 cm dick; 11 — violette mandelstein-poröse brekzienartige Melaphyre mit Äderchen von Kalzit, Epidot und Chlorit. Anwesende Cu-Mineralisierung; 12 — violette mandelstein-porphyrische Melaphyre; 13 — violette feinkörnige Melaphyre; 14 — violette mandelstein-poröse, höher mandelstein-porphyrische Melaphyre.



Obr. 4 Profil vulkanickými telesami pri osade Lúčno a k. Brezov vrch na Z od doliny Žitavica
 Legenda:

Spodný trias: 1 — drobnozrnné až stredozrnné kremence, kremité pieskovce; Perm: 2 — pestrofarebné droby, drobové pieskovce, piesčité bridlice; 3 — mandľovcovo-porphyrické melafýry; 4 — porphyrické melafýry; 5 — drobnozrnné až stredozrnné melafýry; 6 — mandľovcovo-pórovité melafýry; 7 — hrdzavohnedé melafýrové tuffy a tuffity miestami kontaktne metamorfované nadložnými melafýrmi (7a); 8 — pestrofarebné drobové pieskovce, piesčité bridlice miestami s vulkanoklastickým materiálom

Abb. 4 Profil durch vulkanische Körper bei der Ortschaft Lúčno und der K. Brezov vrch W des Žitavica-Tales.

Legende: Untertrias: 1 — fein-bis mittelkörnige Quarzite, Quarz-Sandsteine; Perm: 2 — buntfarbige Grauwacken, Grauwackensandsteine, sandige Schiefer; 3 — mandelstein-porphyrische Melaphyre; 4 — porphyrische Melaphyre; 5 — feinkörnige bis mittelkörnige Melaphyre; 6 — mandelstein-poröse Melaphyre; 7 — rostbraune Melaphyrtuffe und Tuffite, stellenweise durch die hangenden Melaphyre (7a) kontakt-metamorphiert; 8 — buntfarbige Grauwackensandsteine, sandige Schiefer, stellenweise mit vulkanoklastischem Material.

Petrografická charakteristika

Pri výskume permských vulkanitov chočskej jednotky v pohorí Trábeč bola použitá klasifikácia vypracovaná v r. 1965, 1966 v Malých Karpatoch a doplnená o nové údaje v r. 1970 až 1973 v Nízkych Tatrách (in lit.). Charakteristika jednotlivých horninových variet vyplýva z podrobného petrografického a geochemického výskumu. Tak ako v iných oblastiach, aj pri výskume v Trábeči boli základom pre členenie na jednotlivé horninové variety štruktúrno-textúrne znaky. Permický vulkanizmus v chočskej jednotke je zastúpený efuzívnymi, menej plytkointruzívnymi ekvivalentmi dioritovej, gabrodioritovej a gabrovej magmy. Sú to porfyryty, melafýrové porfyryty a melafýry ako efuzívne členy, dioritové porfyryty, gabrodioritové porfyryty ako žilné ekvivalenty (podľa klasifikácie B. Hejtmana 1957). Z hľadiska textúrnych a štruktúrnych znakov možno vyčleniť variety:

- a) drobnozrnná a stredozrnná;

- b) mandľovcovo-pórovitá;
- c) mandľovcovo-porfyrická;
- d) porfyrická

Osobitnú skupinu predstavujú žilné horniny:

- e) dioritové a gabrodioritové porfyryty, ktoré majú prevažne drobnozrnitú a strednozrnitú textúru

K extruzívnym prejavom permského vulkanizmu tiež patria:

- f) pyroklastiká, v rámci ktorých sú vyčlenené a charakterizované rôzne typy — tufy, tufity, tufitické pieskovce a bridlice, lávové brekcie a pod.

- a) Drobnozrnitá a strednozrnitá varieta melafýrov, melafýrových porfyritov a porfyritov

U tejto variety možno rozlišovať drobnozrnitý (miestami až afanitický) a strednozrnitý vývin. Na mnohých miestach sa pozvoľne striedajú. Drobnozrnitý vývin zodpovedá zrnitosti pod 0,4—0,5 mm, bežne však pod 0,3 mm. Hrubšia zrnitosť nad hranicu 0,3—0,5 mm, a to zväčša v priemere asi 0,8—1,0 mm bola označená ako strednozrnitý vývin. V rámci oboch vývinov nemožno lokálne vylúčiť drobnoporfyrický charakter s hrúbkou zrna až 1,2—1,4 mm a len zriedkavo až 2,0 mm. Drobnozrnitá a strednozrnitá varieta je zväčša masívna, zriedkavo slabobridličnatá, nevýrazne usmernená. Horniny tejto variety sú prevažne zelené, silne ovplyvnené premenami (spilitizácia, epidotizácia). Len zriedkavo boli nájdené drobnozrnité — strednozrnité fialové, červenofialové melafýry s bohatým obsahom limonitizovaného vulkanického, skla.

Štruktúra stavebnej hmoty drobnozrnitej a strednozrnitej variety je prevažne diabázová a doleritová, často s mikroznitým vývinom (mikrodiabázová, mikrodoleritová). Ďalej boli identifikované štruktúry: pilotaxitová a hyalopilitová predovšetkým u hornín z okrajových častí efuzívnych telies. Len lokálne sa objavuje vitroporfyrická štruktúra. Väčšinou je stavebná hmota všesmerná, v okrajových častiach efuzívnych telies aj fluidálna. Minerálne zloženie drobnozrnitej a strednozrnitej variety je monotónne. Podľa planimetrických analýz sa mení skôr kvantitatívne zastúpenie minerálov, a to najmä podľa podmienok tuhnutia a charakteru premeny. Z horninových minerálov sa vyskytuje najviac plagioklasov (An_{10-18}). V základnej hmote sa nachádzajú vo forme drobných prizmatických líšt. Zriedkavo tvoria výrastlice. Prevláda albitový zrst; miestami sú viditeľné drobné prerastlice. Z premien je najčastejšia sericitizácia, lokálne bol opticky identifikovaný aj prehnit. Z tmavých minerálov boli opticky identifikované augit a olivín. Oba sú postihnuté chloritizáciou, limonitizáciou, augit aj sericitizáciou. Značnú časť základnej hmoty tvorí vulkanické sklo. Je chloritizované a tiež limonitizované. V skle je množstvo tenkých žiliek kalcitu, sericitu a chloritu. Rudné minerály sú zastúpené hlavne chalkopyritom, pyritom, hematitom, miestami aj magnetitom a sú limonitizované. V akcesorickom množstve sa vyskytuje zirkón, apatit a z titánových minerálov ilmenit a rutil. Výplň mnohých žiliek tvorí chlorit, kalcit, kremeň, chalcedón a niektoré rudné minerály (chalkopyrit, pyrit, lokálne bornit).

Výsledky planimetrických analýz drobnozrnitých a strednozrnitých melafýrov, melafýrových porfýritov a porfýritov (vyjadrené v %)

	1/T	8/T	14/T	21/T	33/T	34/T	44/T	65/T
plagioklas An ₁₀₋₁₈	52,0	25,0	48,0	60,0	46,0	42,0	40,0	33,0
augit	4,0	15,0	5,0	10,0	14,0		14,0	14,0
olivín								5,0
vulkan. sklo					10,0		16,0	16,0
chlorit	34,0	54,0	22,0	12,0 ¹	10,0	32,0	12,0	4,0
epidot			13,0	9,0	16,0	20,0	12,0	8,0
sericit			8,0					9,0
kalcit	4,0							
kremeň						2,0		3,0
rudné minerály	3,0	6,0	3,0	8,0	4,0	3,5	4,0	8,0
akcesor. minerály	3,0		1,0	1,0			1,5	
počet bodov	3200	3000	2800	2600	3150	3300	3800	6200

Doplňky: Vo všetkých vzorkách augit a olivín sú chloritizované, plagioklasy sú sericitizované; u vz. 21/T je vyhodnotený chlorit + sericit (1).

b) Mandľovcovo-pórovitá varieta melafýrov, melafýrových porfýritov a porfýritov

Charakteristickým znakom tejto variety sú póry a mandle uprostred prevažne drobnozrnitej, často až afanitickej základnej hmoty. Hustota mandlí, resp. pórov je v každom výskyte iná, no všeobecne platí, že u efuzívnych telies, a to zvlášť v ich okrajovej časti sú póry početnejšie i hustejšie. Tvar pórov je rozdielny. Vyskytli sa okrúhle, oválne i rôzne nepravidelne póry a mandle. Mnohé z nich sú výrazne usmernené, zvyrazňujú fluidálnu textúru a sú spolu so základnou hmotou hlavným znakom tuhnutia magmy v pohybe. Mandle a póry sú väčšinou menšie ako 15 mm. Podľa veľkosti možno vymedziť tri skupiny: a) veľkosť pórov a mandlí pod 2,0 mm; b) veľkosť v rozmedzí 2,0–5,0 mm; c) veľkosť do 15,0 mm. Veľmi často sú viaceré póry spojené, čím vznikli zložité dutiny, ktoré taktiež bývajú vyplnené minerálmi hydrotermálneho pôvodu. Takto vyplnené útvary robia dojem veľmi nepravidelnej brekcie, vytvorenej zo základnej hmoty eruptívnych hornín a z produktov hydrotermálnych pochodov. Okrem toho je mandľovcovo-pórovitá varieta bohatá na žilky rôznych rozmerov, ktoré pretínajú základnú hmotu. Ich hustota je značná, nervovite prerastajú základnú hmotu a v týchto miestach hornina nadobúda vzhľad brekcie. Základná hmotá mandľovcovo-pórovitých melafýrov, melafýrových porfýritov a porfýritov je prevažne drobnozrnatá, miestami až afanitická. Prevažuje zrnitosť pod 0,2 mm, u najjemnejších vývinov až pod 0,08 mm. Okrem toho je bohato zastúpená zrnitosť 0,2–0,6 mm a len veľmi zriedkavo až 0,8 mm. Ak sa ojedinele vyskytli drobné výrastlice uprostred jemnozrnitej hmoty, sú menšie ako 0,8 mm. Eruptívne horniny tejto variety sú prevažne zelené,

Výsledky planimetrických analýz mandľovcovo-pórovitých melafýrov, melafýrových porfyrítov a porfyrítov (vyjadrené v %)

	11/T	12/T	22/T	28/T	49/T	50/T	70/T
plagioklas An ₁₀₋₁₈	56,0	42,0	5,0	46,0	44,0	51,0	44,0
augit	5,0 ¹			12,0 ¹		10,0 ¹	4,0
olivín							12,0 ¹
vulk. sklo	28,0	38,0	65,0	8,0	19,0	8,0	32,0
chlorit				28,0		18,0	
sericit	11,0 ²	15,0 ²	22,0 ²		32,0 ³	9,0	
epidot							
akcesorické min.		5,0	8,0	5,5	4,0	3,0	8,0
počet bodov	3100	1950	2800	3900	3800	3800	3300

Doplňky: 1 — augit, resp. olivín chloritizovaný; 2 — chlorit + sericit; 3 — chlorit + sericit + epidot;

miestami šedozelené, čiernozelené alebo svetlozelené až žltozelené. Okrem toho je značná časť hornín tejto variety sfarbená do fialova, fialovohneda, šedofialova. Sú to hlavne horniny s bohatým sklovitým vývinom z okrajových častí efuzívnych telies. Vulkanické sklo je tu bohaté na hematitový, príp. limonitový pigment. Svetlozelené až žltozelené sfarbenie majú hlavne časti s bohatou epidotizáciou.

Štruktúra základnej hmoty mandľovcovo-pórovitých melafýrov, melafýrov-porfyrítov a porfyrítov je rozmanitá. Spoločným znakom je rôzny obsah vulkanického skla. Najčastejšími štruktúrami základnej hmoty sú hyalinná, hyalopilitová, vitroporfyrická. Vytvorili sa v podmienkach rýchleho tuhnutia základnej hmoty. Z vnútornejších častí efuzívnych telies poznáme mikrodiabasovú a mikrointersertálnu štruktúru. Len celkom ojedinele bola identifikovaná štruktúra poikilofitová a poikilitová. Veľmi často, hlavne na okrajoch efuzívnych telies sú v textúre i v štruktúre fluidálne prvky (najmä u štruktúr pilotaxitovej, hyalopilitovej, vitroporfyrickej).

V porovnaní s ostatnými varietami sú mandľovcovo-pórovité melafýry, melafýry-porfyrity a porfyrity bohatšie na vulkanické sklo, ktoré sa v základnej hmote nachádza v rôznom množstve. Vulkanické sklo obsahuje značné množstvo železa, býva limonitizované. Bežnou premenou skla je chloritizácia. Plagioklasy sa nachádzajú v základnej hmote, v menšej miere v niektorých štruktúrach aj ako drobné výrastlice. Možno tu určiť plagioklasy dvoch generácií. Plagioklasy bežne tvoria lišty, sú laminované s dobre merateľným uhlom zhášania. Tvoria zrasty (albitový, periklínový) a jednoduché prerastlice. Najčastejšie premeny sú sericitizácia a albitizácia. V niektorých vzorkách sú plagioklasy úplne zmenené na sericitový agregát. V silne epidotizovaných častiach epidot a kalcit zatláča nielen tmavé minerály, ale i plagioklasy. Ojedinele je badateľné poikilitické prerastanie plagioklasu s chloritizovaným augitom. Z tmavých minerálov je v základnej hmote bežne zastúpený augit, len zriedkavo má formu drobných výrastlíc. Vo väčšine vzoriek je augit v rôznej miere premenený (chloritizácia, limonitizácia a epidotizácia hlavne v súvislosti s epidotizáciou celej horniny). Olivín je zachovaný len zriedkavo, má vysoký reliéf a nevýrazne štiepne pukliny. Väčšinou býva chloriti-

zovaný, opacitizovaný a pozdĺž jemných štiepných puklín limonitizovaný. V akcesorickom množstve sa nachádza apatit, zirkón i niektoré titánové minerály — ilmenit, rutil.

Z rudných minerálov sa vyskytuje pyrit, chalkopyrit, magnetit, hematit, limonit. Zriedkavejšie bornit, viazaný hlavne na hydrotermálnu fázu ako súčasť výplne mandlí a žiliek spolu s kalcitom, barytom, chalcedónom, chloritom a chalkopyritom. V súvislosti s premenami treba do popredia uviesť chlorit, sericit a epidot. Najmä epidot často v hornine tvorí šmuhy, má značnú koncentráciu, ktorá súvisí s prejavmi hydrotermálnej fázy. Žily epidotu a kalcitu dosahujú cm až dm hrúbku a často sa husto vzájomne pretínajú.

c) Mandľovcovo-porfyrická až porfyricko-mandľovcová varieta melafýrov, melafýrových porfyrítov a porfyrítov

Sú to erupzívne horniny s drobnozrnitou až afanitickou, často sklovitou základnou hmotou, uprostred ktorej sú výrastlice (plagioklasy a tmavé minerály), ako aj mandle a póry. Možno ju charakterizovať ako prechodnú varietu medzi porfyrickou a mandľovcovo-pórovitou. Nesie znaky oboch uvedených variet. Pomer mandlí, resp. pórov a výrastlíc je variabilný. Opisovaná textúra je odrazom podmienok tuhnutia magmy. Výrastlice reprezentujú intratelurickú fázu. V nadväznosti na kryštalizáciu výrastlíc nasledovala kryštalizácia základnej hmoty. Pri tuhnutí magmy vznikla porózna textúra, najmä po úniku ľahko-prchavých zložiek (vyplnením tejto textúry minerálmi hydrotermálneho pôvodu vznikli mandle). Póry — resp. mandle i výrastlice dosahujú rôznu veľkosť. Najčastejšie sú pod 4,0–5,0 mm, značne rozšírená je však i varieta

Výsledky planimetrických analýz mandľovcovo-porfyrických melafýrov, melafýrových porfyrítov a porfyrítov (vyjadrené v %)

	54/T	58/T	59/T	61/T	67/T	69/T
plagioklas I. An ₁₂₋₁₈	10,0	18,0 ¹	14,0 ¹	10,0 ¹	9,0 ¹	3,0
plagioklas II. An ₁₀₋₁₈	32,0 ¹	30,0 ¹	26,0 ¹	24,0 ¹	30,0 ¹	25,0
augit	6,0	17,0 ²	4,0	6,0 ²	5,0 ²	11,0 ⁵
vulk. sklo	30,0 ³	14,0 ³	25,0 ³	41,0 ³	31,0 ³	36,0 ³
chlorit	12,0	15,0	15,0	10,0		16,0
sericit					10,0 ⁴	
epidot					3,0	
kalcit	4,0			3,0		3,5
kremeň	2,0			5,0		1,5
akcesorické min.		1,0	1,0	1,0		
rudné min.	4,0	5,0	15,0		12,0	4,0
počet bodov	2800	3300	2800	3000	3000	3200

Doplňky: 1 — plagioklas sericitizovaný; 2 — augit chloritizovaný; 3 — vulk. sklo limonitizované, chloritizované; 4 — chlorit + sericit; 5 — u analýzy 69/T vyhodnotený augit + olivín

s veľkosťou mandlí a výrastlíc nad 5,0 mm až do 20,0 mm. Obdobne ako u ostatných variet sú v textúre i v štruktúre fluidálne prvky. Zrornosť základnej hmoty je bežne pod 0,3 mm (najmenšia zistená hodnota bola 0,08 mm). Farba hornín tejto variety je podobne ako i u ostatných variet prevažne zelená, šedozelená, čiernozelená. V epidotizovaných častiach svetlozelená. Horniny bohaté na limonitizované vulkanické sklo majú fialové, fialovohnedé, hnedočervené sfarbenie.

Štruktúra základnej hmoty je vitroporfyrická a intersertálna s pomerne bohatým výskytom skla a drobných i väčších výrastlíc. Okrem toho je častá ofitová, diabasová a len zriedkavo pilotaxitová štruktúra. V niektorých vzorkách s fluidálnym usmernením sú výrastlice obtečené jemnou, zväčša pilotaxitovou základnou hmotou.

V minerálnom zložení zaujímajú prvoradé postavenie plagioklasy a vulkanické sklo. Plagioklasy sú zastúpené dvoma generáciami, ktoré sa líšia vývinom, percentuálnym podielom a bázcitou. U výrastlíc aj u plagioklasov základnej hmoty vidíme prevažne jednoduchý lištovitý vývin s výrazným lamelárnym zhášaním. Výrastlice sú idiomorfné a hypidiomorfné; živce základnej hmoty prevažne hypidiomorfné. Väčšie výrastlice sú na koncoch rozštiepené, často vyhojené jemnou sklovito-sericitickou základnou hmotou, podobne ako aj u zriedkavo sa vyskytujúcich korozívnych lemov rôznych tvarov. Okrem jednoduchého habitu sú v plagioklasoch zrasty a prerastlice. Z premien plagioklasov je najintenzívnejšia sericitizácia (miestami až 80 %-ná) a albitizácia. V silne chloritizovaných častiach sú sericitizované živce zatláčané chloritom. Augit je jediným zachovaným tmavým minerálom, aj ten sa vyskytuje len v malom množstve a väčšinou je chloritizovaný. Má zväčša hypidiomorfné obmedzenie. Z premien je opísaná chloritizácia, v epidotizovaných častiach silná epidotizácia, v okrajových častiach zrn limonitizácia. Vulkanické sklo sa vzhľadom na charakter opísaných štruktúr vyskytuje v značnom množstve. Tvorí podstatnú časť základnej hmoty, vyplňa priestory medzi zrnami vykryštalizovaných minerálov. Z premien sa uplatnila limonitizácia a chloritizácia. Vzhľadom na bázcitu skla a vysoký obsah železa je limonitizácia často až 60 %-ná. Sklo obsahuje tieto rudné minerály: pyrit, hematit, chalkopyrit. V akcesorickom množstve sa vyskytuje apatit a zirkón. Rudné minerály sa kvalitou a kvantitou nelíšia od ostatných opísaných variet.

d) Porfyrická varieta melafýrov, melafýrových porfyrítov a porfyrítov

Zo všetkých opísaných variet sa vyskytuje najzriedkavejšie, lokálne možno v teréne vymedziť malé šošovky výlučne porfyrických melafýrov či porfyrítov. Táto varieta je charakteristická drobnozrnnou, miestami až afanitickou základnou hmotou a vývinom výrastlíc plagioklasov i tmavých minerálov. Bežná veľkosť výrastlíc je 1,6—3,0 mm, u lištovitých (prizmatických) prierezov plagioklasov až 10,0 mm. Zrornosť základnej hmoty je menšia ako 0,4 mm, bežne však 0,08—0,2 mm a u veľmi jemnozrnného vývinu pod 0,08 mm. Orientácia výrastlíc je zvyčajne všesmerná. Porfyrická varieta tvorí internú časť niektorých efuzívnych telies a podieľa sa na zložení žilných plytkopodporchových výskytov. Horniny tejto variety sú prevažne zelené, tmavozelené, čiernozelené, menej svetlozelené a len zriedkavo fialové. Štruktúra je vo väčšine

výbrusov intersertálna, vitroporfyrická so základnou hmotou sklovitou, pilotaxitovou, diabasovou, doleritovou.

V minerálnom zložení treba osobitne prihliadať na porfyrický charakter horniny. Ako vyplýva i z planimetrických analýz, bol osobitne zhodnotený obsah výrastlíc a minerálov základnej hmoty. Plagioklasy sú zastúpené dvoma generáciami. U výrastlíc možno pozorovať idiomorfne a hypidiomorfne obmedzenie, miestami so znakmi korózie. Bývajú tiež rozštiepené na koncoch podľa štiepných trhlín. Okrem jednoduchého vývinu sú časté zrasty (albitový, periklinový) a prerastlice. Takmer vždy majú výrazné lamelárne zhášanie, len zriedkavo s náznakom undulózneho zhášania. Sú albitizované a sericitizované. Bázicita plagioklasov I. generácie je prevažne v rozmedzí An_{10-14} . Podobné vlastnosti majú i plagioklasy základnej hmoty. Vývin je prevažne hypidiomorfný a alotriomorfný. Premeny sú tie isté ako u výrastlíc, len sericitizácia je vcelku intenzívnejšia. V chloritizovaných častiach je evidentné zatláčanie chloritom, v epidotizovaných častiach pribúda pri zatláčaní plagioklasov aj epidot. Bázicita plagioklasov II. generácie je v rozmedzí An_{8-14} . V niektorých vzorkách bolo poikilitické prerastanie augitu s plagioklasom vysvetlené ako primárny zjav pri krýštalizácii bázickej magmy (podľa J. I. Polovinkiny 1966). Augit je zachovaný prevažne v základnej hmotě a len v niektorých vzorkách sa vyskytuje aj ako výrastlica. Býva hypidiomorfného až allotrio-

Výsledky planimetrických analýz porfyrických melafýrov, melafýrových porfyrítov a porfyrítov (vyjadrené v %):

	40/T	63/T
plagioklas I. An_{10-14}	14,0 ¹	8,0 ¹
plagioklas II. An_{8-14}	41,0 ¹	31,0 ¹
augit I.	5,0 ²	
augit II.	8,0 ²	
vulkanické sklo	25,0 ³	42,0 ⁴
chlorit		11,0
kalcit		3,0
kremeň		5,0
akcesorické minerály	1,0	
rudné minerály	6,0	
počet bodov	3800	3300

Doplňky: 1 — sericitizované plagioklasy; 2 — chloritizovaný, čiastočne epidotizovaný augit; 3 — chloritizované, limonitizované vulkanické sklo; 4 — spoločný údaj pre chloritizované vulkanické sklo a rudné minerály

morfného, zriedkavo aj idiomorfneho obmedzenia. Vcelku je postihnutý chloritizáciou, epidotizáciou a limonitizáciou, najmä po okrajoch zrn a pozdĺž štiepných trhlín. Zriedkavou premenou je prehnitizácia augitu a ojedinele i premena na bastit. Vulkanické sklo je bázické, značne limonitizované a chloritizované, obsahuje veľa železa. V skle sa často nachádzajú izolované výrastlice plagioklasov a limonitizované rudné minerály (hematit, pyrit). Rudné minerály a akcesorické minerály sú obdobné ako u ostatných variet.

e) Dioritové a gabrodioritové porfyryty

Uvedené horniny vytvárajú žilné, plytkopodpovrchové telesá prevažne v karbónskom, ale i v permskom súvrství. Sú to masívne, drobnozrnné a strednozrnné horniny, v niektorých miestach pretkané svetlými žilkami (kalcit — chlorit — kremeň). U strednozrnného vývinu sú makroskopicky viditeľné živce a tmavé minerály. V blízkosti kontaktov so sedimentmi sú svetlé šmuhy chloritu a epidotu, príp. so žilkami kremeňa a kalcitu. Uprostred drobnozrnného vývinu sú miestami vyvinuté výrastlice. Drobnozrnný vývin má zrnitosť pod 0,6 mm (väčšinou 0,09—0,4 mm). Strednozrnný vývin dosahuje zrnitosť až 1,4 mm. Výrastlice, hlavne lištovité plagioklasy dosahujú dĺžku max. 2,3 mm. Dioritové a gabrodioritové porfyryty sú šedé a šedo zelené, u premenených partií svetlozelené a v blízkosti kontaktov svetlošedé.

Štruktúra základnej hmoty je prevažne hypidiomorfná, všesmerná a len miestami usmerne-
ná. Vo väčšine výbrusov je dioritová, mikrodioritová, gabrodioritová štruktúra. Živce poikiliticky prerastajú augit. Zriedkavý je drobnoporfyrický vývin. Menované štruktúry sú v niektorých miestach ovplyvnené metamorfózou (zatlačenie pôvodných minerálov epidotom a chloritom).

Mínérálne zloženie dioritových a gabrodioritových porfyritov je vcelku monotónne a kvalitatívne rovnaké u oboch vývinov. Plagioklasy sú najbohatšie zastúpenými minerálmi (bázicita An_{10-16}). Sú hypidiomorfné a allotriomorfné, albitizované, sericitizované, prehnitizované (pri vzniku pumpellyitovo-prehnitovo-kremennej fácie v podmienkach poklesovej metamorfózy). Lokálne bolo zaznamenané poikilitické prerastanie plagioklasu s pyroxénom. Augit je väčšinou chloritizovaný, epidotizovaný a limonitizovaný. Často sa vyskytujú úplne pseudomorfózy novotvorených minerálov po augite. Z rudných minerálov sa vyskytuje prevažne magnetit, hematit, chalkopyrit, pyrit. Akcesorické minerály: apatit, zirkón. Z titánových minerálov sa často vyskytuje ilmenit.

Uvedené horniny sa celkovým petrografickým charakterom podobajú dioritovým porfyritom z Nízkyh Tatier (S. Vrána — J. Vozár 1969; J. Vozár 1973).

f) Pyroklastiká

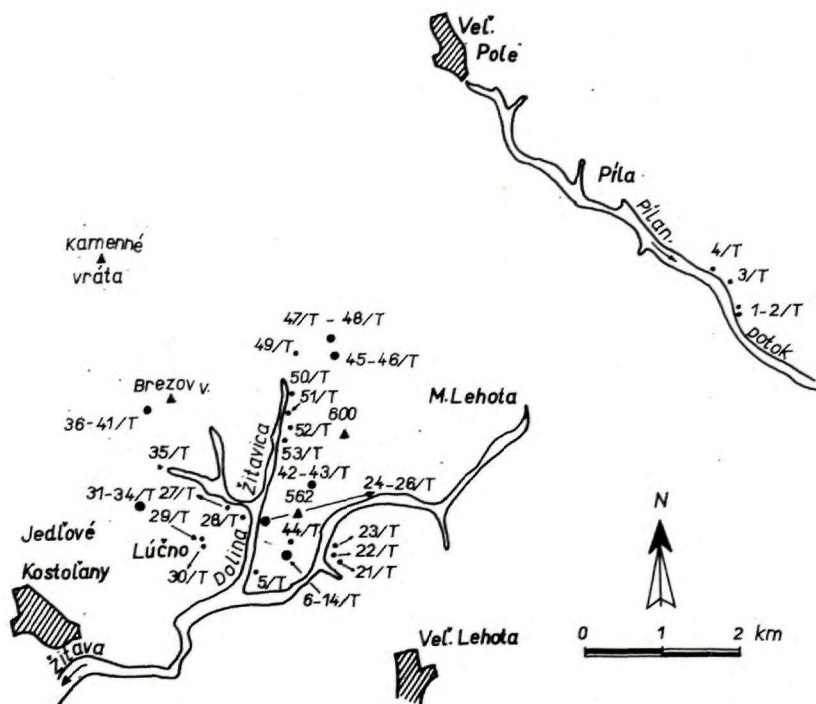
Tufy, tufty a tufitické sedimenty sa v perme chočskej jednotky v pohorí Trábeč nachádzajú pomerne v malom množstve. Vytvárajú len tenké, rozmermi malé šošovky v blízkosti efuzívnych telies, alebo tvoria polohy uprostred ostatných sedimentov.

f₁ Tufy vystupujú v permskom súvrství v blízkosti efuzív len ojedinele. Nachádzajú sa prevažne v tenkých polohách, vložkách uprostred tufitov a tufitických sedimentov, príp. aj v bezprostrednom podloží efuzív. Sú drobnozrnné a strednozrnné, jemno zvrstvené alebo lamínované. Zložené sú z vulkanogénneho materiálu, v menšej miere i z terigénneho materiálu.

Na stavbe tufov sa podieľa sklovitá hmota, kryštaloklasty a litoklasty. Sú to prevažne tufy lito-kryštalo-vitroklastické. Tuffy sú červenohnedé, hnedé, červenofialové, šedohnedé. Štruktúra tufov je kryštalo-vitroklastická, vitroklastická, lito-kryštalo-vitroklastická so základnou hmotou vitrickou. Úlomky hornín dosahujú bežne 2,0—5,0 mm, ojedinele i viac. Veľkosť zrna minerálov je 0,2—1,0 mm, základná hmota bežne pod 0,2 mm.

Kvantitatívne zloženie tufov sa v rôznych vzorkách líši. Kvalitatívne sa na stavbe tufov podieľajú litoklasty melafýrov rôznej variety, kryštaloklasty živcov a skla, u ktorých bola pozorovaná chloritizácia, sericitizácia, príp. limonitizácia. Litoklasty sú prevažne ostrohranné a tiež majú tvar drobných lapíl a brokov. Terigénny materiál tvorí kremeň, kremenno-sericiticko-ílovitý agregát.

f₂ Tufity sú zo všetkých pyroklastických sedimentov najväčšou skupinou v perme chočskej jednotky v pohorí Triebeč. Vyskytujú sa vo forme samostatných polôh uprostred ostatných permských sedimentov (tiež v nadväznosti na polohy tufov), sú v podloží i nadloží efuzívnych telies. Okrem polôh väčšej mocnosti (0,5 m až 1,5 m) sú to i celkom tenké sedimentárne zložky (mocné niekoľko cm až niekoľko dm). U tufitov sa miestami zistilo gradáčne zvrstvenie. Vrstevnatosť je častejšie jemne laminovaná. 50—90 % stavebného materiálu tufitov je vulkanogénneho pôvodu a 10—50 % terigénneho pôvodu. Boli zaznamenané tufity pelitovej drobnopsamitovej až strednopsamitovej zrnitosti. Vulkanogénny materiál pozostáva hlavne z kryštaloklastov, litoklastov rôznych variet melafýrov a v základnej hmote je i sklovitá, popolovitá hmota. Úlomky hornín (litoklasty) majú obyčajne veľkosť 0,4—6,0 mm, lokálne sú to broky až drobné lapily veľkosti 10 mm až 25 mm. Zrnitosť kryštaloklastov dosahuje



Obr. 5 Dokumentačná mapa odberu vzoriek

0,08—0,6 mm, maximálne však 2,0 mm. Základná hmota je jemnozrnitý agregát, na ktorom sa podieľa terigénna i vulkanogénna zložka zastúpená drobnými úlomkami minerálov, sklom, popolom, sericitom, kremeňom, ílovitými minerálmi, chloritom. Zrornosť je bežne menšia ako 0,1—0,09 mm. Farba tuftov je prevažne hnedočervená, fialová, hrdzavohnedá, pleťovohnedá, šedohnedá i svetlohnedá. Prevažne vytvárajú drobnozrnutú až strednozrnutú psamitovú, lito-kryštalo-vitroklastickú štruktúru; základná hmota je vitroklastická alebo kryštalo-vitroklastická. Štruktúry tuftov sú poznačené chaotickým nevytriedeným uložením úlomkov minerálov i hornín.

Kvalitatívne zloženie tuftov je pestré a možno vyčleniť vulkanogénny a terigénny materiál. Do prvej skupiny patria litoklasty rôznych petrografických variet melafýrov (mandľovcovopórovité, mandľovcovo-porfyrické, drobnozrnuté, afanitické, sklovité). Kryštaloklasty sú zastúpené temer výlučne plagioklasmi (poznačené sú albitizáciou a sericitizáciou). Vulkanické sklo je podobné ako i u melafýrov a porfyrítov bohaté na limonit. Terigénny materiál je zastúpený kremeňom, sfudami, ílovitými minerálmi, zriedkavo sú to úlomky pieskocov a bridlic.

f_3 Tufitické sedimenty — tufitické pieskovce a tufitické ílovce. Do tejto skupiny možno zaradiť širokú škálu sedimentárnych hornín s obsahom vulkanogénnej zložky 10—50 % s prevahou terigénnej zložky 50—90 %. Tufitické sedimenty tvoria veľké množstvo sedimentárnych vložiek, lavíc, polôh rozličnej mocnosti. Tufitické sedimenty sa vyskytujú hlavne v blízkosti tuftov a tufov. Zo škály tufitických sedimentov sa v študovanom území nachádzajú hlavne tufitické pieskovce. Sú drobnozrnuté i strednozrnuté. Úlomky minerálov dosahujú 0,2—0,8 mm, maximálne 4,0 mm. Zrornosť základnej hmoty je menšia ako 0,2 mm, často až 0,06 mm. Tufitické pieskovce sú obdobne ako tufty červenohnedé, červenofialové, hnedé, šedohnedé, hrdzavohnedé, pleťovohnedé.

Štruktúra je drobnozrnutá a strednozrnutá, psamitová, so základnou hmotou mikropsamitovou, pelitovo-psamitovou, rekrystalizovanou. Na zložení štruktúry sa podieľa vitrická hmota.

Zloženie tufitických pieskocov je pestré. Z vulkanogénneho materiálu sú podobne ako u tuftov zastúpené rôzne variety litoklastov melafýrov a kryštaloklasty plagioklasov. Z terigénneho materiálu sa vyskytujú úlomky pieskocov a bridlic, klastický kremeň, muskovit, znečistený karbonát (kalcit). Ako základná hmota je najčastejší agregát kremenno-sericitovo

Výsledky planimetrických analýz dioritových a gabbrodioritových porfyrítov (vyjadrené v %)

	45/T	51/T	52/T	53/T
plagioklasy An ₁₀₋₁₆	34,0	40,0 ²	34,0	42,0 ²
augit	18,0	9,0 ³	18,0	15,0
chlorit	21,0	18,0		5:5
epidot		10,0		4:5
sericit	10,5	12,0	43,0	17,0
pumpellyit				4,0
prehnit	7,0 ¹			5,0
kremeň	4,0		4,0	3,0
kalcit				1,0
akcesorické min.	1,5	1,2	1,0	1,0
rudné minerály	4,0	12,0		17,0
počet bodov	3600	3600	3200	3200

Doplňky: 1 — pumpellyit + prehnit; 2 — plagioklasy zmenené; 3 — augit chloritizovaný; 4 — spolu zahrnuté: epidot, sericit, chlorit, pumpellyit, prehnit

Výsledky planimetrickej analýzy lito-kryštalovitroklastickeho tufu (vyjadrené v %)

	vz. č. 64/T
litoklasty melafýrov	21,0
kryštaloklasty plagioklasov	22,0
vulkanické sklo	34,0
kremeň	10,0
sericit-chlorit	9,0
rudné minerály	4,0
počet bodov	3980

Výsledky planimetrických analýz tuftov (vyjadrené v %)

	7/T	23/T	24/T	29/T	35/T	37/T	47/T
litoklasty melafýrov	5,00	12,0		10,0	18,0		3,0
úlomky pieskocov	10,0		12,0				
kryštaloklasty plagioklasov	14,0	14,0	23,0	24,0	28,0	24,0	26,0
klastický kremeň	20,0		20,0	15,0	22,0 ²	22,0	22,0
vulk. sklo	40,0 ¹	28,0	27,0	45,0 ¹	36,0	36,0	44,0 ¹
terigénny materiál v zákl. hmote	11,0						
kremeň-sericitický agregát		38,0					
rudné minerály		8,0	3,0	6,0		6,0	5,0
sericit-chlorit			15,0			12,0	
počet bodov	2600	2600	2200	2100	3100	3000	1900

Doplňky: 1 — vulk. sklo a iný vulkanogénny materiál v zákl. hmote;
2 — klastický kremeň a úlomky kremitých pieskocov;

Planimetrická analýza tufického pieskovca

	vz. č. 10/7
litoklasty melafýrov	10,0 %
úlomky pieskocov	14,0 %
kryštaloklasty plagioklasov	20,0 %
klastický kremeň	36,0 %
základná hmota	20,0 % ¹
počet bodov	3300

Doplňok: 1 — kremenno-sericitovo-ílovitý agregát

chloritovo-ílovitých minerálov. Rudné minerály sú zastúpené limonitizovanými zrnkami, zhlukmi zrniek a limonitovým pigmentom.

Geochemická charakteristika

Geochemický výskum sa opiera o 10 kompletných silikátových analýz. Z tých istých vzoriek boli urobené kvantitatívne spektrálne analýzy. Prepočítané boli obsahy prvkov z výsledkov kompletných silikátových analýz na hodnoty ppm. Celkový obraz o študovaných horninách dopĺňajú výsledky planimetrických analýz (viď tabuľky). V grafoch sú vyjadrené výsledky prepočtov jednotlivých analýz v zmysle P. Niggliho (1936). Výsledky silikátových analýz majú vo vzťahu k vzorkám permských vulkanitov z Malých Karpát a z Nízkych Tatier najbázickejší charakter. Pri hodnotení Niggliho prepočtov zodpovedajú horniny z Trábeča gabrovému až gabrodioritovému magmatu. Len dve z desiatich analýz majú vyššiu aciditu. Charakter je výrazný z obsahov SiO_2 , najmä však z obsahov MgO , CaO , a alkálií. Hodnota Mg vyjadrená v grafoch je nepochybne vyššia ako v obdobných horninách z Nízkych Tatier a Malých Karpát. Zjavné je to vo vzťahu ku alkáliám, ale i vo vzťahu ku hodnotám c/fm . Alkalicko-vápenatý charakter eruptívnych hornín vyjadrujú analýzy i ich prepočty zamerané na obsahy K_2O , Na_2O , resp. CaO . Obsahy CaO sú v značnej miere ovplyvnené epidotizáciou a zastúpením kalcitu v mandliach a žilkách. Z alkálií prevláda Na_2O , čím je i obsahove vyjadrený sodný, resp. sodno-vápenatý charakter vulkanických hornín. Alkália, najmä však Na_2O je zastúpený rovnomerne, zatiaľ čo obsahy K_2O sú variabilné, čo súvisí s opísanými premenami študovaných hornín (pozri kapitolu Petrografická charakteristika). Procesy spilitizácie a s tým spojené kvalitatívne premeny plagioklasov a iných minerálov zrejme ovplyvnili chemické zloženie hornín i z hľadiska obsahov uvedených kyslíčnikov. V horninách s najvyšším obsahom SiO_2 (vz. 1/T, 53/T) je evidentná aj prevaha alkálií nad CaO . To opätovne dokumentuje jednak chemické zloženie analyzovaných hornín, zároveň však i vplyv účinkov premeny na celkové chemické zloženie, prípadne na obsah jednotlivých kyslíčnikov. V oboch prípadoch možno konštatovať premeny plagioklasov (albitizácia, sericitizácia) a premeny základnej hmoty vôbec (sericitizácia a chloritizácia). Zvýšený obsah CaO bol zaznamenaný najmä v horninách bohatých na hydrotermálne minerály (najmä kalcit) a v horninách postihnutých epidotizáciou (epidot, prehnit, pumpelyit). Obsah Al_2O_3 je popri ostatných kyslíčnikoch pomerne vyrovnaný, viazaný na prítomnosť alumosilikátových minerálov. Obsahy titanových minerálov sú variabilné, čo sa odráža i v zastúpení TiO_2 . Obdobne je to i so zastúpením P_2O_5 v relácii k apatitu, príp. iným minerálom. Obsahy kyslíčnikov dvoj-

Výsledky kompletných silikátových analýz (vyjadrené v %)

	1/T	3/T	8/T	14/T	28/T	34/T	44/T	45/T	49/T	53/T
SiO ₂	54,67	43,63	49,10	48,00	49,00	46,64	46,64	47,26	42,93	55,04
TiO ₂	2,17	1,84	1,45	1,77	1,71	1,58	2,30	1,12	1,45	1,75
Al ₂ O ₃	16,06	14,91	16,90	17,15	15,65	17,28	16,57	15,62	16,98	16,37
Fe ₂ O ₃	1,33	1,81	2,80	4,66	3,78	4,10	6,74	2,15	2,22	9,69
FeO	7,69	8,33	5,46	4,24	4,67	6,18	4,53	7,04	6,25	7,25
MgO	4,40	6,50	6,50	7,60	8,00	8,40	6,20	7,50	6,30	3,64
MnO	0,20	0,24	0,17	0,20	0,16	0,22	0,25	0,17	0,20	0,22
CaO	1,95	8,35	7,93	5,57	4,17	5,29	6,26	8,21	7,65	4,22
K ₂ O	0,76	0,52	1,02	0,90	0,93	0,71	2,99	2,57	1,89	0,50
Na ₂ O	4,66	3,72	4,26	4,40	4,58	4,40	3,06	3,60	3,88	4,86
P ₂ O ₅	1,40	1,42	0,34	0,46	0,49	0,43	0,45	0,39	0,38	0,40
H ₂ O (110°)	0,12	0,22	0,10	0,10	0,15	0,09	0,08	0,10	0,24	0,47
H ₂ O (900°)	4,12	7,80	3,22	4,76	6,50	4,04	3,76	4,00	9,34	2,86
SO ₃	0,03	0,29	0,02	0,03	0,04	0,06	0,03	0,09	0,04	0,03
súččet	99,82	99,90	99,79	99,86	99,78	99,85	99,82	99,75	99,82	99,79

analyzovali: Ursínyová, Križanová, Chem. lab. GP, Turčianské Teplice

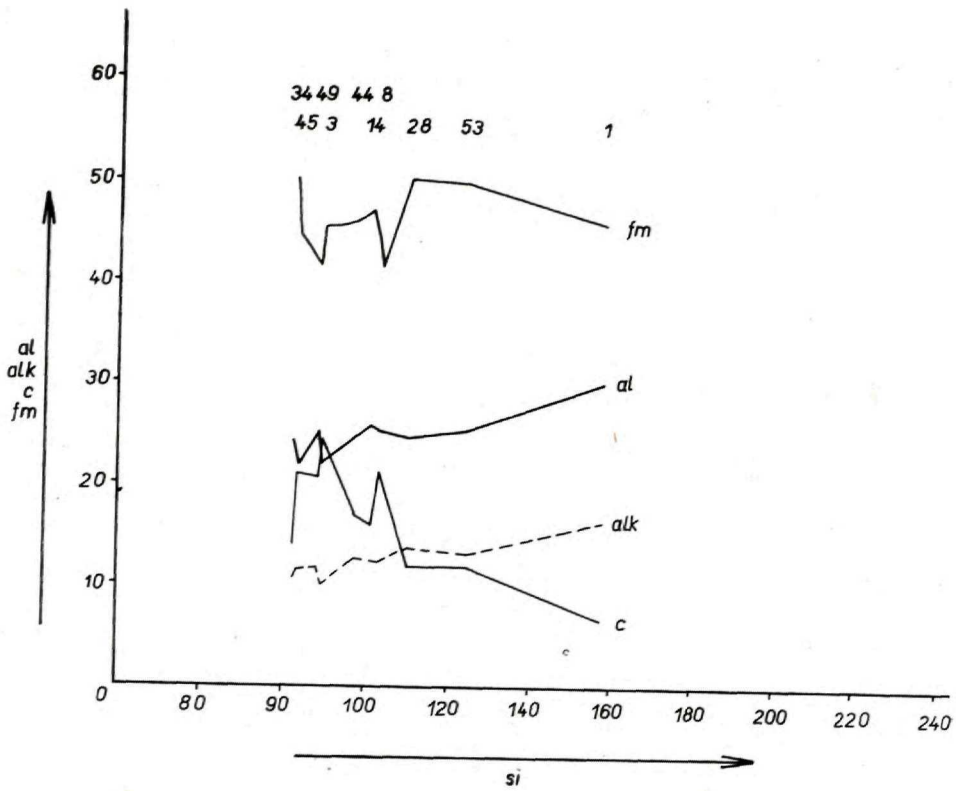
Obsahy prvkov prepočítaných z výsledkov silikátových analýz (vyjadrené v ppm)

	1/T	3/T	8/T	14/T	28/T	34/T	44/T	45/T	49/T	53/T
Si	255 418	203 839	229 395	224 256	228 928	218 182	217 902	220 798	200 568	257 146
Ti	13 009	11 030	8,692	10 611	10 251	9 472	13 788	6 714	8 692	10 491
Al	84 973	78 888	89 417	90 740	82 804	91 428	87 671	82 645	89,841	86 613
Fe ^s	9 302	12 659	19 583	32 592	26 437	28 675	47 139	15 037	15 526	67 771
Fe ^a	59 774	64 749	42 440	32 957	36 299	48 037	35 211	54 721	48 581	56 354
Mg	26 540	39 208	39 208	45 843	48 256	50 668	37 398	45 240	38 001	21 956
Mn	1 548	1 858	1 316	1 548	1 239	1 703	1 936	1 316	1 548	1 703
Ca	13 936	59 677	56 675	39 808	29 802	37 807	44 740	58 676	54 674	30 160
K	6 308	4 316	8 467	7 470	7 719	5 893	24 819	21 333	15 688	4 150
Na	34 567	27 594	31 600	32 639	33 974	32 639	22 699	26 704	28 781	36 051
P	6 106	6 194	1 483	2 006	2 137	1 875	1 962	1 701	1 657	1 744

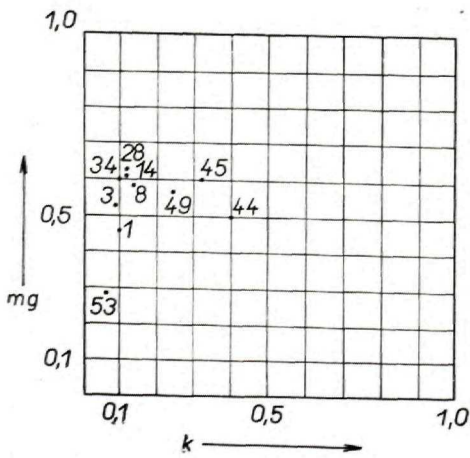
Výsledky kvantitatívnych spektrálnych analýz (vyjadrené v ppm)

	1/T	3/T	8/T	14/T	28/T	34/T	44/T	45/T	49/T	53/T
Pb	10	79	10	25	10	10	10	20	0	105
Ga	26	18	18	14	17	18	17	13	10	23
V	240	246	257	240	209	275	324	191	209	186
Cu	9	47	20	83	7	22	20	55	5	62
Ag	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zr	575	513	257	427	363	234	309	269	240	234
Co	20	35	34	37	34	40	39	30	46	10
Ba	251	240	263	372	302	170	1413	89	148	85
Sr	204	229	960	1023	363	1023	575	120	60	110
Cr	10	219	123	214		115		200	62	33

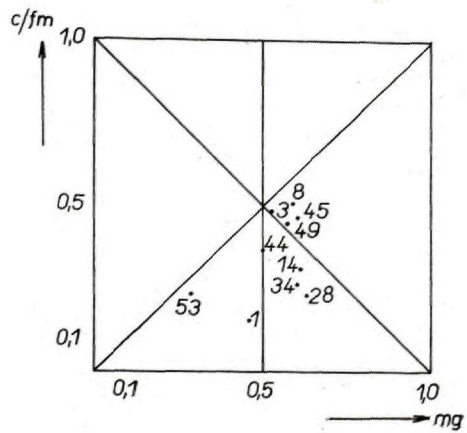
analyzoval: J. Cubínek, Spektrochemické labor. GÚDŠ



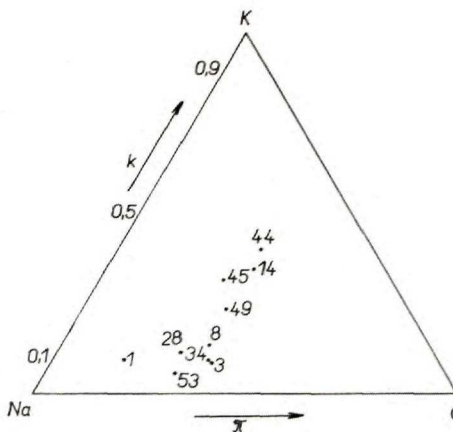
Obr. 6/a Variačný diagram al, alk, c, fm/si



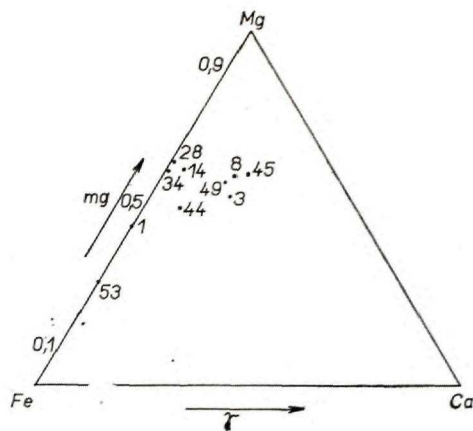
Obr. 6/b Diagram Mg — k



Obr. 6/c Diagram c/fm — mg



Obr. 6/d Diagram K — Na — Ca



Obr. 6/e Diagram Mg — Fe — Ca

a trojmocného železa sa viažu na tmavé silikátové minerály i na prítomné rudné minerály. Vo väčšine vzoriek prevláda FeO nad Fe_2O_3 . Vo vzťahu obsahov železa k horčíku horčík mierne prevažuje. Obsahy MgO a vzťah k ostatným kyslíčnikom možno vysvetliť najmä väzbou na horečnaté silikáty — olivín, pyroxén a chlorit. V analýzach bola vyhodnocovaná voda, a to H_2O pri 110°C , H_2O pri 900°C . V obsahoch vody H_2O pri 900°C sú zahrnuté aj obsahy niektorých prchavých zložiek, napr. v prípade týchto hornín je to CO_2 , ktorý nebol samostatne vyhodnotený.

Vzťahy prepočítaných jednotlivých kyslíčnikov vyjadruje variačný diagram Si — al, fm, c, alk. Ďalšie údaje sú v priložených tabuľkách a grafoch.

Kvantitatívne bolo spektrálnymi analýzami vyhodnotených 11 prvkov: Pb, Ga, V, Cu, Ag, Zr, Co, Ni, Ba, Sr, Cr. Ich obsahy sú v jednotkách ppm vyjadrené v osobitnej tabuľke.

Pb — olovo sa vcelku podieľa malým množstvom, čo možno vyjadriť malou izomorfiou v mineráloch s obsahom Ca, Ba. Vyšší obsah olova bol zaznamenaný v dvoch vzorkách (3/T, 53/T). U vzorky 3/T je to výraznejší prejav hydrotermálnej fázy, s tým súvisí aj vyšší podiel Ca (resp. CaO). Zastúpenie olova súvisí so zistenými obsahmi galenitu, ktorý je v drobných žilkách, vo výplni mandlí i jemne rozptýlený s inými rudnými minerálmi v základnej hmote.

Ga — gálium sa nachádza len ako izomorfná prímies minerálov s obsahom Ca, Pb, Ba, kde je predpoklad izomorfnnej zámény. Vo všetkých vzorkách je vyrovnaný obsah Ga; neboli zistené žiadne anomálie.

V — vanád je schopný dobrej izomorfie hlavne s dvojmocným železom vo všetkých jeho mineráloch. Obdobné zastúpenie vanádu je aj v mineráloch s obsahom Ca, príp. i Ba, čím možno vysvetliť jeho relatívne vyšší obsah.

Cu — meď má vyšší obsah len v štyroch analýzach (14/T, 53/T, 45/T, 3/T). V uvedených vzorkách sa vyskytujú rudné — Cu minerály (chalkopyrit, bornit), čím možno vysvetliť aj obsah medi. Aj v ostatných vzorkách pri obsahoch Cu zohrali prvoradú úlohu rudné minerály.

Ag — striebro sa vyskytuje v nepatrnom množstve a predstavuje len izomorfnú prímes na úkor niektorých prvkov v mineráloch.

Zr — zirkón je viazaný jednak na rovnomenný minerál, ktorý sa v akcesorickom množstve (pod 1,0 %) nachádza vo všetkých vzorkách. Zr — ako prvok je schopný dobrej izomorfnej zámény v tetraedroch silikátov. Týmto možno odôvodniť jeho pomerne vysoký obsah.

Co — kobalt, Ni — nikel — obidva prvky majú schopnosť dobrej vzájomnej izomorfnej zámény. Zároveň je pre ich obsahy dôležitá schopnosť izomorfnej zámény s horčíkom (Mg), a to vo väzbe tmavých minerálov. Obdobné sú i vzťahy k železu. Do úvahy prichádzajú najmä olivín a pyroxény.

Cr — chróm je vždy zhodnocovaný vo vzťahu k obsahom železa a alumínia, nakoľko je schopný izomorfnej zámény v silikátových mineráloch, najmä v tmavých mineráloch (olivín, pyroxén, amfibol). Obsah chrómu stúpa úmerne s bázicitou. V uvedených mineráloch, hlavne v olivíne a pyroxéne sa okrem Co a Ni vyskytuje aj Cr.

Ba — báryum, Sr — stroncium sa navzájom izomorfne zastupujú, a to hlavne v hydrotermálnych mineráloch. Kalcit a baryt sú hlavnými nositeľmi obsahov Ca, Ba, Sr. Okrem izomorfnej zámény v uvedených mineráloch treba počítať i so zámenou v epidote a v iných mineráloch s obsahom Ca. Tento názor potvrdzuje i poznatok, že v epidotizovaných častiach je relatívne vyšší obsah Ca a Sr.

Zhrnutie

1. Permské vulkanity chočskej jednotky sa nachádzajú na povrchu v severnej a severovýchodnej časti pohoria Tríbeč. Kým na povrchu sú to pomerne malé a izolované výskyty, smerom na sever, východ a juhovýchod je mladšie paleozoikum chočskej jednotky bohato rozšírené v podloží stredoslovenských neovulkanitov. Výskyty mladšieho paleozoika chočskej jednotky v pohorí Tríbeč vrátane permských vulkanitov možno dobre korelovať s obdobnými horninami v podloží stredoslovenských neovulkanitov, v Malých Karpatoch a v Nízkych Tatrách. Dnešný rozsah mladšieho paleozoika chočskej jednotky v Tríbeči je ovplyvnený hlavne tektonikou a prekrytím mladšími pokryvnými útvarmi. Mladšie paleozoikum tvorí bazálnu časť chočskej jednotky, ktorá je vo forme príkrovu nasunutá na krížňanskú jednotku. Okrem toho tu dôležitú úlohu zohrala priečne zlomová tektonika.

2. Permský vulkanizmus je reprezentovaný:

a) plytkopodpovrchovými žilnými telesami, ktoré prenikli cez karbón, čiastočne i perm;

b) efuzívnymi telesami v perme.

Žilné telesá sú vytvorené z dioritových a gabrodioritových porfyrítov drobnozrnného a strednozrnného vývinu. Kontaktne metamorfujú nadložie i podložie. Sú autometamorfované, vyskytli sa i minerály pumpelyitovo-prehnitovo-kremennej fácie (poklesová metamorfóza).

Efuzívne telesá sú vytvorené z melafýrov, melafýrových-porfyrítov a porfyrítov. Boli pozorované variety: mandľovcovo-pórovitá, mandľovcovo-porfyrická porfyrická, drobná a strednozrnná.

Popri efuzívnych telách sa nachádzajú pyroklastiká: tufy, tufity, tufitické pieskovce a bridlice. Efuzívne horniny sú spilitizované. Zvlášť intenzívne sú prejavy hydrotermálnej fázy najmä v pórovitej variete, tiež vo forme výplne okrajových (bazálnych) brekcií a výplne žíl. Vo vzťahu k sedimentom bola zistená kontaktná metamorfóza podložia (prevažne kaustická). Výlevy sa často striedajú s intraefuzívnou sedimentáciou tufítov a tufitických pieskovcov.

3. Chemické zloženie permských vulkanitov chočskej jednotky v Tríbeči má v relácii k Nízkym Tatram i k Malým Karpatom najbázickejší charakter. Chemické zloženie analyzovaných vzoriek je ovplyvnené aj autometamorfózou. Z premien minerálov bola zaznamenaná najmä albitizácia, chloritizácia, sericitizácia a epidotizácia. Obsahy kyslíčnikov i jednotlivých prvkov možno dobre porovnať s výsledkami z iných pohorí (J. Vozár 1973.)

4. Mladšie paleozoikum chočskej jednotky v pohorí Tríbeč reprezentuje okrajový vývin pôvodnej sedimentačnej panvy trógového charakteru, kde vo veľkej miere prevládajú sedimenty nad vulkanitmi.

5. Vek súvrství i vulkanitov je stanovený len na základe korelácie s Nízkymi Tatrami, kde bola stratigrafia preukázaná palinologicky a zbytkami makroflóry. V Tríbeči možno vymedziť: a) šedé súvrstvie vrchného karbónu so žilnými telesami dioritových a gabrodioritových porfyrítov; b) pestré permské súvrstvie s efuzívnymi horninami. Hranica permu a karbónu je zvýraznená litologicky — poloha oligomiktných zlepcov. V nadloží permu je litologicky výrazný horizont kremencov a kremitých pieskovcov spodného triasu.

6. Už i drobné výskyty permských vulkanitov v chočskej jednotke v Tríbeči nasvedčujú, že to bol lineárny vulkanizmus s podobnými zákonitosťami, ako boli zistené v Malých Karpatoch a v Nízkych Tatrách.

Dokumentácia

č. vz.	lokalita	hornina
1/T	cesta Žarnovica—Veľ. Pole, zárez pri osade Šárka	drobnnozrnitý melafýr, melafýr-porfýrit
3/T	cesta Žarnovica—Veľ. Pole, zárez pri osade Šárka	mandľovcovo-pórovitý melafýr
7/T	na SZ od Veľ. Lehoty, v hrebeni na V od dol. Žitavica, zárez lesnej cesty 500 m na V od hájovne	melafýrový tufit vitro-kryštalo-litoklastický
8/T	na SZ od Veľ. Lehoty, v hrebeni na V od dol. Žitavica, zárez lesnej cesty 700 m na V od hájovne	drobnnozrnitý melafýr
10/T	na SZ od Veľ. Lehoty, v hrebeni na V od dol. Žitavica, zárez lesnej cesty 700 m na SV od hájovne	tufitický pieskovec
11/T	na SZ od Veľ. Lehoty, v hrebeni na V od dol. Žitavica, v poľnej ceste 900 m na SV od hájovne	mandľovcovo-pórovitý melafýr
12/T	na SZ od Veľ. Lehoty, v hrebeni na V od dol. Žitavica, odkryv 900 m na SV od hájovne	mandľovcovo-pórovitý, sklovitý melafýr
14/T	na SZ od Veľ. Lehoty, v hrebeni na V od dol. Žitavica, odkryv 900 m na SV od hájovne	drobnnozrnitý melafýr s ojedine- lými mandľami
21/T	cesta M. Lehota—Obyce, zárez vo svahu na Z od hájovne Podháj. Stredná časť vulk. telesa.	strednozrnitý melafýr
22/T	cesta M. Lehota—Obyce, na JZ od Lehotského mlyna, 250 m na S od mosta (k. 413) zárez vo svahu. Okrajová časť vulk. telesa.	mandľovcovo-pórovitý melafýr
23/T	cesta M. Lehota—Obyce, na JZ od Lehotského mlyna, 280 m na S od mosta (k. 413) zárez vo svahu. Pyroklastiká na styku s efuzívnym telesom.	melafýrový tufit vitro-kryštalo- litoklastický
24/T	na SZ od Veľ. Lehoty, dolina Žitavica, zárez v ľavom svahu doliny pri k. 408	melafýrový tufit kryštalo- vitroklastický
28/T	na SZ od Veľ. Lehoty, dolina Žitavica, zárez lesnej cesty v pravom svahu doliny 200 m na J od k. 408	mandľovcovo-pórovitý melafýr s drobnnozrnitou základnou hmotou
29/T	na SZ od Veľ. Lehoty, na Z od dol. Žitavica, na V od osady Lúčno, zárez lesnej cesty vo výške 525 m n. m.	melafýrový tufit lito-kryštalo- vitroklastický
33/T	na SZ od Veľ. Lehoty, na SV od osady Štál Drieňovských, zárez poľnej cesty 570 m od k. 581.	drobnnozrnitý, masívny melafýr

34/T	na SZ od Veľ. Lehoty, na SZ od osady Lúčno, 280 m na SZ od k. 595. Vzorka odobratá z malej šošovky uprostred väčšieho telesa mandľovcovo-pórovitého melafýru.	drobnozrnitý melafýr
35/T	na SZ od Veľ. Lehoty, na Z od dol. Žitavica, okolie rybníka Žiare, zárez cesty v doline vo výške 480 m n. m.	melafýrový tufit vitro-kryštalo-litoklastický
37/T	na SZ od Veľ. Lehoty, na S od osady Nemčekov Štál, 500 m na JZ od k. 722, (Brezov vrch). Drobné bralká v svahu.	melafýrový tufit kryštalo-vitroklastický
40/T	na SZ od Veľ. Lehoty, na S od osady Nemčekov Štál, 360 m na JZ od k. 722 (Brezov vrch). Bralká vo svahu.	porfyrický melafýr
44/T	na SZ od Veľ. Lehoty, na V od dol. Žitavica, zárez lesnej cesty v hrebeni na J od k. 562 (vo výške 520 m n. m.)	drobnozrnitý melafýr auto-metamorfovaný
47/T	na SZ od osady Rajnohov Štál, vo svahu malej dolinky na JZ od osady Debnárov Štál vo výške 520 m n. m.	melafýrový tufit lito-kryštalo-vitroklastický
49/T	na Z od osady Rajnohov Štál, pri sútoku dol. Žitavica s malou dolinou, vo výške 475 m n. m. Bralká a bloky vo svahu.	mandľovcovo-pórovitý melafýr
50/T	dolina Žitavica, 500 m na Z od k. 553, vo výške 460 m n. m. Drobné bralká vo svahu.	mandľovcovo-pórovitý melafýr s drobnými výrastlicami
51/T	dolina Žitavica, 620 m na JZ od k. 553, lavý svah doliny vo výške 450 m n. m. Drobné bralká vo svahu.	autometamorfovaný žilný strednozrnitý melafýr-porfýrit
52/T	dolina Žitavica, 830 m na Z od k. 599, drobné bralká v ľavom svahu doliny.	augitický dioritový porfýrit
53/T	dolina Žitavica, 850 m na Z od k. 599, bralká v ľavom svahu doliny.	augitický dioritový porfýrit
54/T	Hostie, na V od obce v lese nad zárezom býv. lesnej železničky drobné bralká.	mandľovcovo-porfýrický melafýr
58/T	Hostie, na V od obce, 250 m na SV od kameňolomov. JZ svah Kráľovského vrchu. Drobné bralká a zárezy vo svahu.	mandľovcovo-porfýrický melafýr
59/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce	mandľovcovo-porfýrický melafýr
61/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce.	mandľovcovo-porfýrický melafýr
63/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce.	drobnoporfyrický melafýr
64/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce.	melafýrový tuf lito-kryštalo-vitroklastický
65/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce.	drobnozrnitý melafýr
67/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce.	fialový melafýr s drobnými pórami a výrastlicami

69/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce.	fialový sklovitý drobnoporfyricko-mandľovcový melafýr
70/T	Turčianky, profil poľnou cestou na SV od obce.	mandľovcovo-pórovitý melafýr s drobnými výrastlicami živcov

Doplnok: Všetky vzorky uvádzané v práci sú uložené v dokumentačnom archíve Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

Do tlače doporučil V. Ďurovič.

Literatúra

- BADÁR, J. — NOVOTNÝ, L. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia slov.*, roč. III, č. 9. Spišská Nová Ves.
- BIELY, A. 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbča. *Geol. práce*, Zošit 62. Bratislava.
- BIELY, A. 1962: Ročná správa o výskume na úlohe 01-G-5. Štúdium štruktúr v mezozoiku na okraji neovulkanitov. *Manuskript-archív GÚDŠ*. Bratislava.
- BIELY, A. 1962: Geológia mezozoika Tríbča. *Manuskript-archív GÚDŠ*. Bratislava.
- BIELY, A. 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. *Geol. práce*, Správy 34. Bratislava.
- BIELY, A. 1965: Správa o výskume mezozoika v levických ostrovoch. *Správy o geol. výsk.* v r. 1964. Bratislava.
- BIELY, A. — FUSÁN, O. 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník — Margecany — Linie. *Carpatho-Balkan Geolog. Assoc.*, VII. Congres, Reports, I. časť. Sofia.
- BRLAY, A. et al. 1973: Petrograficko-mineralogický a ložiskový výskum štrukt. vrtu GK-14 (Brehy). *Manuskript-archív GÚDŠ*. Bratislava.
- BURIAN, J. et al. 1968: Záverečná správa „Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov — oblasť Banská Štiavnica.“ *Manuskript-archív GÚDŠ*. Bratislava.
- ČECHOVIČ, V. — ULRICH, F. 1937: Výskyt melafýrových hornín Nitry. *Zborník banského múzea D. Štúra*, zv. 1, 1927—37. Banská Štiavnica.
- ĎURATNÝ, S. — FUSÁN, O. — KUTHAN, M. — ZBOŘIL, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. *Geol. práce*, Správy 36. Bratislava.
- ĎUROVIČ, V. 1968: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej série na SV svahoch Nízkych Tatier. *Manuskript-archív Katedry petrogr., PFUK*. Bratislava.
- ĎUROVIČ, V. 1970: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej (vulkanogénno-sedimentárnej) série Centrálnych Západných Karpát. *Manuskript-archív Katedry petrogr. PFUK*. Bratislava.
- ĎUROVIČ, V. 1971: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanogénno-sedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. *Acta geol. et geograph. Univers. Com. Geologica*, č. 23. Bratislava.
- FUSÁN, O. — ŠALÁT, J. 1952: Výskyt mladšieho paleozoika v oblasti Hodruše-Vyhne. *Geol. zborn.*, 3. Bratislava.

- FUSÁN, O. — KUTHAN, M. — ĎURATNÝ, S. — PLANČÁR, J. — ZBOŘIL, L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zborník geol. Vied, Rad ZK, zv. 10. Bratislava.
- FUSÁN, O. — 1970: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Doktorská diz. práca. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- FUSÁN, O. — IBRMAJER, J. — PLANČÁR, J. — SLÁVIK, J. — SMÍŠEK, M. 1971 Geologická stavba podložia zakrytých oblastí časti vnútorných Záp. Karpát. ZK, zv. 15. Zborn. geol. Vied. Bratislava.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964: Sporen und Hystrichosphaeritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. zborn. Geologica Carpathica, SAV, 15, č. 2. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1969: Záverečná správa o hlbokom štruktúrnom vrte GK-5 Veľká Lehota. Čiastková záv. správa za rok 1965—69. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1970a: Hlboký štruktúrny vrt GK-12 — Devičany. Čiastk. záv. správa za r. 1968—70. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1970b: Kompletné spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-10 — Ladzany. Čiastk. záv. správa za r. 1968—70. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1971: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štr. vrtu GK-6 Rybník v Čajmoveckej kotline. Čiastková záv. správa za r. 1965—71. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KAROLUS, K. — VOZÁR, J. 1974: Morphotektonischer Plan des Untergrund der mittel-slowakischen Neovulkanite. Sborn. geol. Věd, Geologie, zv. 26. Praha.
- KETTNER, R. 1927: Předbežná zpráva o dosavadních geologických výskumech v Nížkyh Tatrách. Rozpr. II. tř. Č. A. XXXVI, č. 4. Praha.
- KETTNER, A. — ŠTASTNÝ, V. 1931: Coup d'oeil sur la géologie du versant sud de la Basse Tatra. Guide des excurs dans des Carpathes occidentales. Praha.
- KRIST, E. 1959: Geologicko-petrografické pomery severovýchodnej časti kryštalinika pohoria Tribča. Manuskript-archív Katedry miner. a petrog. FGGV-UK. Bratislava.
- KRIST, E. — ĎUROVIČ, V. 1967: Diabázové, melafýrové a porfyrické horniny Nížkyh Tatier. Acta geol. et geogr. Univ. Com., č. 12. Bratislava.
- KUTHAN, M. et al. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape (1 : 200 000) list Nitra. Geofond. Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Palinologický výskum mladšieho paleozoika chočskej jednotky z oblasti Spišského Štiavniku a jeho stratigrafická interpretácia. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. Geol. práce, Správy 60. Bratislava.
- SITÁR, V. — VOZÁR, J. 1973: Erster Fund einer Karbon-Flora in der Choč-Einheit der Niederen Tatra (Westkarpathen). Geol. zborn. Geol. Carpathica, SAV. Bratislava.
- ŠTASTNÝ, V. 1927: Studie o takzvaných melafýrech v Nížkyh Tatrách na Slovensku. Rozpravy II. Tř. Česká akademie vied, 36, č. 29. Praha.
- VOZÁR, J. 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. práce, Správy 41. Bratislava.
- VOZÁR, J. 1968: Der perm — mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ost alpen. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava.
- VOZÁR, J. 1970: Výskum permských vulkanitov chočského príkrovu na sev. svahoch Nížkyh Tatier. Čiastková záv. správa. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

- VOZÁR, J. 1971: Zlomy a ich vzťah k permskému vulkanizmu chočskej jednotky Západných Karpát. Geol. práce, Správy 57. Bratislava.
- VOZÁR, J. 1973: Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. ZK, 18. Bratislava.
- VOZÁR, J. 1973: Chemismus der permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpaten. Náuka o zemi VII/1973. Geologica, 7, Vydav. SAV. Bratislava.
- VOZÁR, J. 1974: O gemeridách v podloží stredoslovenských neovulkanitov. Materiály z III. celoslovenskej geol. konferencie r. 1971 v Bratislave, I. časť. Slov. geol. úrad. Bratislava.
- VOZÁR, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier. Západné Karpaty, séria mineralógia, petrografia, geochemia, ložiská, 1. Bratislava.
- VRÁNA, S. — VOZÁR, J. 1969: Über die Mineralgemeinschaft der Pumpellyit-Prehnit-Quarzfazies in der Niederen Tatra. Geol. práce, Správy 49. Bratislava.
- ZORKOVSKÝ, V. 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Štátneho geol. ústavu, Zošit 26. Bratislava.
- ZORKOVSKÝ, V. 1950: Melafýrové horniny v povodí Hornej Nitry. Geol. zborn. SAV, 2—4. Bratislava.
- ZORKOVSKÝ, V. 1958: Petrograficko-chemická povaha melafýrov z lok. Paseka, severne od obce Šalková. Geol. práce, Správy 13. Bratislava.
- ZORKOVSKÝ, V. — RADZO, V. 1969: Prehnit z lokality Paseka severne od obce Šalková. Geol. práce, Správy 49. Bratislava.

Jozef Vozár

Perm-Vulkanite der Choč-Einheit im Tríbeč-Gebirge

Ein charakteristisches Merkmal der Choč-Einheit in den Westkarpaten ist das entwickelte Jungpaläozoikum (Oberkarbon, unteres und mittleres Perm) mit einem mächtigen linearen permischen Vulkanismus der Melaphyr-Porphyrformation in der Frühetape der Entwicklung der alpinen Geosynklinalen. Dieser Vulkanismus in der Choč-Einheit ist hauptsächlich in der Niederen Tatra (in Lit. 1974), in den Kleinen Karpaten (in Lit. 1966, 1967) und im Tríbeč-Gebirge verbreitet.

Die Perm-Vulkanite der Choč-Einheit kommen im nördlichen und nordöstlichen Teil des Tríbeč-Gebirges zutage. Während es an der Oberfläche verhältnismässig kleine und isolierte Vorkommnisse sind, in Richtung nach Süden, Osten, auch Südosten ist das Jungpaläozoikum der Choč-Einheit im Untergrund der mittelslowakischen Neovulkanite reichlich verbreitet. Die Vorkommnisse des Jungpaläozoikums im Tríbeč-Gebirge, einschliesslich der permischen Vulkanite, können mit analogen Gesteinen im Untergrund der mittelslowakischen Neovulkanite, in den Kleinen Karpaten und in der Niederen Tatra (in Lit. 1973, 1974) gut korreliert werden. Die heutige Ausdehnung des Jungpaläozoikums der Choč-Einheit im Tríbeč-Gebirge ist hauptsächlich

durch die Tektonik und die Überdeckung durch jüngere Formationen beeinflusst worden. Das Jungpaläozoikum bildet den basalen Teil der Choč-Einheit, welcher in Form einer Decke auf die Krížna-Einheit aufgeschoben ist. Ausserdem spielte hier die quergerichtete Bruchtektonik eine wichtige Rolle. Der Perm-Vulkanismus ist vertreten durch:

- a) Nahe unter der Oberfläche liegende Gangkörper, welche das Karbon, teilweise auch das Perm durchstossen;
- b) Effusive Körper im Perm.

Die Gangkörper sind von Diorit- und Gabbrodioritporphyriten von fein- bis mittelkörniger Ausbildung gebildet. Sie wirken durch Kontaktmetamorphose auf das Hangende und Liegende. Sie sind autometamorph und auch Produkte der Versenkungsmetamorphose (Minerale der Pumpellyit-Prehnit-Quarzfazies ähnlich wie in der Niederen Tatra, S. Vrána — J. Vozár 1969) sind beobachtet worden.

Die Effusivkörper sind von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten gebildet. Beobachtet wurden die Varietäten:

- mandelstein-poröse,
- mandelstein-porphyrische,
- porphyrische,
- fein- und mittelkörnige.

In Begleitung der Effusivkörper befinden sich Lagen von Pyroklastika:

- Tuffe,
- Tuffite,
- tuffitische Sandsteine und Schiefer.

Die Effusivgesteine sind auch spilitisiert. Besonders intensiv sind die Äusserungen der hydrothermalen Phase, insbesondere in der porösen Varietät und in Form der Ausfüllung von Rand- (basalen) Brekzien und Gängen. In Beziehung zu den Sedimenten ist eine Kontaktmetamorphose des Liegenden (überwiegend kaustische) erwiesen worden. Häufig sind sich übereinander wiederholende Ergüsse, mit einer intraeffusiven Ablagerung von Tuffen und tuffitischen Sandsteinen abwechselnd.

Die chemische Zusammensetzung der Perm-Vulkanite der Choč-Einheit im Tríbeč-Gebirge hat in Beziehung zu jenen der Niederen Tatra und der Kleinen Karpaten den meist basischen Charakter. Dies kann man durch die Differentiation des Magmas in der Zeit der maximalen vulkanischen Aktivität im Perm erklären. Die chemische Zusammensetzung der analysierten Proben ist auch durch die Autometamorphose beeinflusst worden. Von den Umwandlungen der Minerale wurden hauptsächlich die Albitisierung, Serizitisierung, Epidotisierung, Chloritisierung beobachtet. Die Gehalte der Oxide und der einzelnen Elemente können gut mit den Resultaten aus anderen Gebirgen verglichen werden (in Lit. 1973).

Das Jungpaläozoikum der Choč-Einheit im Tríbeč-Gebirge repräsentiert die Randausbildung des ursprünglichen Sedimentations — beckens von Trog charakter, wo grösstenteils die Sedimente über den Vulkaniten überwiegen.

Das Alter der Schichtfolgen und Vulkanite ist nur auf Grund der Korrelation mit der Niederen Tatra festgestellt worden, wo die Stratigraphie palynologisch (Ž. Ilavská 1964, E. Planderová 1973) und durch Makroflorreste (V. Sitár — J. Vozár 1973) erwiesen wurde. Im Tríbeč-Gebirge kann ausgliedert werden: a) die graue Schichtfolge des Oberkarbons mit Gang-

körpern von Diorit- und Gabbrodioritporphyriten; bunte Permschichtfolge mit Effusivgesteinen. Die Grenze Perm-Karbon ist lithologisch ausgeprägt — eine Lage von oligomikten Konglomeraten. Im Hangenden des Perms befindet sich ein lithologisch markanter Horizont von Quarziten und Quarzsandsteinen der unteren Trias.

Die kleinen Vorkommnisse der permische Vulkanite in der Choč-Einheit im Tribeč-Gebirge deuten schon auch darauf hin, dass es ein linearer Vulkanismus mit ähnlichen Gesetzmäßigkeiten war, wie sie in den Kleinen Karpaten und in der Niederen Tatra festgestellt wurden.

Erläuterungen zu den Abbildungen

Resultate der planimetrischen Analysen von fein und mittelkörnigen Melaphyren, Melaphyrporphyriten, Porphyriten.

Ergänzung: 1. Chlorit + Serizit;

Bemerkungen: Augit- Olivin in allen Proben chloritisiert; die Plagioklase sind serizitisiert. Resultate der planimetrischen Analysen von mandelstein-porösen Melaphyren, Melaphyrporphyriten, Porphyriten.

Ergänzungen: 1. Augit, event. Olivin chloritisiert; 2. Chlorit + Serizit; 3. Chlorit + Serizit + Epidot.

Resultate der planimetrischen Analysen von mandelstein-porphyrischen Melaphyren, Melaphyrporphyriten, Porphyriten.

Ergänzungen: 1. Plagioklas serizitisiert; 2. Augit chloritisiert; 3. vulkanisches Glas limonitisiert; chloritisiert; 4. Chlorit + Serizit; 5. bei Analyse 69/T Augit + Olivin ausgewertet; Resultate der planimetrischen Analysen von porphyrischen Melaphyren, Melaphyrporphyriten, Porphyriten.

Ergänzungen: 1. Plagioklase serizitisiert; 2. Augit chloritisiert, teilweise epidotisiert; 3. vulkanisches Glas chloritisiert, limonitisiert; 4. gemeinsame Angabe für chloritisiertes vulkanisches Glas und Erzminerale;

Resultate der planimetrischen Analyse von Diorit- und Gabbrodioritporphyriten.

Ergänzungen: 1. Pumpellyit + Prehnt; 2. Plagioklase umgewandelt; 3. Augit chloritisiert; 4. zusammen einbezogen Epidot + Serizit + Chlorit + Pumpellyit;

Resultate der planimetrischen Analyse von lithokristallin-vitroklastischem Tuff.

Resultate der planimetrischen Analysen von Tuffiten.

Ergänzungen: 1. vulkanisches Glas und anderes vulkanogenes Material in der Grundmasse; 2. klastischer Quarz + Bruchstücke von Quarzsandsteinen;

Planimetrische Analyse von tuffitischem Sandstein.

Ergänzung: 1. Quarz-Serizit-Tonaggregat;

Resultate der kompletten Silikatanalysen (ausgedrückt in %)

Gehalte der Elemente, umgerechnet aus den Resultaten der Silikatanalysen (ausgedrückt in ppm).

Resultate der quantitativen Spektralanalysen (ausgedrückt in ppm).

Übersetzt von Jozef Pevný.

ЙОЗЕФ ВОЗАР

ПЕРМСКИЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ ХОЧСКОЙ ЕДИНИЦЫ В ГОРАХ ТРИБЕЧ

Резюме словацкого текста

Характерной чертой хочской единицы в Западных Карпатах является развитие верхнего палеозоя (верхний карбон, нижняя и верхняя пермь), в котором мощные проявления пермского вулканизма мелафир-порфировой формации раннего этапа развития альпийской геосинклинали расположены линейно. В хочской единице явления, связанные с вулканической деятельностью, распространены в Низких Татрах (Й. Вазар 1974), в Малых Карпатах (Й. Вазар 1966, 1967) и в горах Трибеч.

Выходы пермских вулканических пород наблюдаются в северной и северо-восточной частях гор Трибеч. Это сравнительно небольшие, изолированные обнажения; по направлению к северу, востоку и юго-востоку верхний палеозой широко распространен под центрально-словацкими неовулканитами. Можно провести определенную параллелизацию между породами верхнего палеозоя, включая пермские вулканические, которые представлены в хочской единице гор Трибеч, с подобными породами, залегающими под центрально-словацкими неовулканитами в Малых Карпатах и в Низких Татрах (Й. Вазар 1973, 1974). Нынешняя площадь распространения верхнего палеозоя хочской единицы в горах Трибеч обусловлена главным образом тектоникой и развитием покрывающих его более молодых формаций. Верхний палеозой является нижней частью хочской единицы, надвинутой в виде покрова на крижнрянскую единицу. Важную роль здесь играют также поперечные тектонические нарушения.

Продукты пермского вулканизма представлены:

а) залегающими на небольшой глубине жильными телами, которые пересекают карбон, отчасти пермь;

б) эффузивными телами в пермских отложениях.

Жильные тела представлены диоритовыми и габбро-диоритовыми мелко- и среднезернистыми порфиритами, контактово-метаморфизующими кровлю и подошву. Наблюдаются явления автометаморфизма и продукты метаморфизма нагрузки (минералы фации: пумпеллит- пренит- кварц), подобные тем, которые известны в Низких Татрах (С. Врана -- Й. Вазар 1969).

Эффузивные тела представлены мелафирми, мелафир-порфиритами и порфиритами. Наблюдаются следующие разновидности:

- амигдалоидно-пористая,
- амигдалоидно-порофировая,
- порофировая,
- мелко- и среднезернистая.

Эффузивные тела сопровождаются слоями пирокластов:

- туфами,
- туффитами,
- туфогенными песчаниками и сланцами.

Наблюдается также спилитизация эффузивных пород. Особенной интен-

сивностью отличаются проявления гидротермальной фазы, в частности в пористой разновидности и в выполнении краевых (базальных) брекчий и жил. Доказано, что подстилающие осадочные породы претерпели контактовый метаморфизм (преимущественно каустический). Часты повторные излияния, продукты которых налегают друг на друга и чередуются с интраэффузивными отложениями туффитов и туфогенных песчаников.

Сравнение химического состава пермских вулканических пород хочской единицы гор Трибеч, Низких Татр и Малых Карпат показывает, что в первой области он наиболее основной. Это можно объяснить дифференциацией магмы в период максимальной вулканической деятельности в перми. Автометаморфизм оказал влияние на химический состав анализированных образцов. Изменения, которые претерпели минералы, выражаются главным образом в альбитизации, серицитизации, эпидотизации, хлоритизации. Содержание окислов и отдельных элементов соответствует результатам, полученным для других областей (Й. Возар 1973).

В горах Трибеч верхний палеозой хочской единицы представляет краевую фацию первоначальной седиментационной зоны, имевшей характер трога, где осадочные породы значительно преобладают над вулканическими. Определить возраст осадочных и вулканических пород оказалось возможным только на основании сопоставления с породами Низких Татр, где стратиграфия была установлена по палинологическим данным (Ж. Плавска 1964, Е. Пландерова 1973) и остаткам макрофлоры (В. Ситар — Й. Возар 1973). В горах Трибеч можно выделить: а) толщу серых слоев верхнего карбона с жильными телами диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов; б) толщу пестрых пермских отложений с эффузивными породами. Граница пермь — карбон выявлена литологически горизонтом олигомиктовых конгломератов. Над пермскими отложениями залегает четко выраженный литологически горизонт кварцитов и кварцевых песчаников нижнего триаса.

Несмотря на то, что выходы пермских вулканических пород в хочской единице гор Трибеч небольшие, можно удостовериться, что линейность проявлений вулканизма характеризуется теми же закономерностями, что и в Малых Карпатах, и в Низких Татрах.

Объяснения к рисункам

Результаты планиметрических анализов мелко- и среднезернистых мелафиров, мелафир-порфиритов, порфиритов. Объяснение индекса: 1) хлорит + серицит; Примечание: во всех образцах авгит-оливин хлоритизирован; плагиоклазы серицитизированы.

Результаты планиметрических анализов амигдалоидно-пористых мелафиров, мелафир-порфиритов, порфиритов. Объяснение индексов: 1) авгит, иногда оливин хлоритизированы; 2) хлорит + серицит; 3) хлорит + серицит + эпидот;

Результаты планиметрических анализов амигдалоидно-порфировых мелафиров, мелафир-порфиритов, порфиритов; Объяснение индексов: 1) серицитизированный плагиоклаз; 2) хлоритизированный авгит; 3) хлоритизированное, лимонитизированное вулканическое стекло; 4) хлорит + серицит; 5) в анализе 69-Т авгит + оливин вычислены вместе;

Результаты планиметрических анализов порфировых мелафиров, мелафир-порфиритов, порфиритов. Объяснение индексов: 1) серицитизированные плагиоклазы; 2) хлоритизи-

рованный, местами эпидотизированный авгит; 3) хлоритизированное, лимонитизированное вулканическое стекло; 4) хлоритизированное вулканическое стекло и рудные минералы вместе взятые;

Результаты планиметрических анализов диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов. Объяснение индексов: 1) пумпеллит + пренит; 2) измененные плагиоклазы; 3) хлоритизированный авгит; 4) эпидот + серицит + хлорит + пумпеллит вместе взятые;

Результаты планиметрического анализа лито-кристалло-витрокластического туфа.

Результаты планиметрических анализов туффитов. Объяснение индексов: 1) вулканическое стекло и другой вулканогенный материал в основной массе; 2) кластический кварц + обломки кварцевых песчаников;

Планиметрический анализ туфогенного песчаника. Объяснение индекса: 1) кварц-серицит-глинистый агрегат;

Результаты полных химических анализов (окислы выражены в %).

Содержание элементов, вычисленное по результатам химических анализов (выраженное в грамм/тоннах).

Результаты количественных спектральных анализов (выражены в грамм/тоннах).

Рис. 1. Распространение верхнего палеозоя хочской единицы в Западных Карпатах. Легенда: 1. Малые Карпаты, 2. Поважский Иновец, 3. Трибеч, 4. Южная часть Низких Татр, 5. Северная часть Низких Татр, 6. Верхний палеозой хочской единицы а) на поверхности земли, б) залегающий под более молодыми формациями (предполагаемый и документированный буровыми скважинами), 7. Исследованные обнажения в северо-восточной части гор Трибеч.

Рис. 2. Пояснения к разрезам А, В, С. А — разрез через пермское вулканическое тело в долине р. Житавицы в откосе лесной дороги южнее пункта 408; В — разрез через пермское вулканическое тело на хребте восточнее долины р. Житавицы; С — разрез через пермское вулканическое тело в долине р. Житавы в откосе шоссе Обице — Мала Легота к северу от моста на абс. высоте 412 м. Легенда: 1. пестроцветная толща граувакк, граувакковых песчаников, песчаных и глинистых сланцев; 2. туффиты, туфогенные песчаники и сланцы, песчаники и сланцы с вулканокластическим материалом; 3. литокластические и кристалло-витрокластические туфы, туффиты с тонкими прослоями туфогенных и глинистых сланцев; 4. амигдалоидно-пористая разновидность мелафиров, мелафир-порфиритов, претерпевших изменения и богатых продуктами, образовавшимися под влиянием гидротермальных процессов; 5. мелко- и среднезернистая разновидность хлоритизированных и отчасти эпидотизированных мелафиров, мелафир-порфиритов; 6. констатированные явления, возникшие в результате контактового метаморфизма.

Рис. 3. Разрез через вулканическое тело, залегающее северо-восточнее селения Турчанка. Легенда: 1. красные и красно-фиолетовые глинисто-песчаные сланцы; 2. зеленые амигдалоидно-пористые, местами амигдалоидно-порфиритовые мелафиры; 3. фиолетовые мелкопорфиритовые мелафиры; 4. серые, серо-зеленые мелкозернистые, местами мелкопорфиритовые мелафиры; 5. фиолетовые, фиолетово-серые мелафиры с мелкими фенокристаллами и порами; 6. серо-зеленые мелафиры, в нижней части разреза стекловатые, афанитовые, выше мелкозернистые, в самых верхних частях мелкоамигдалоидные; 7. ржаво-бурые мелафиритовые туфы и туффиты, контактово-метаморфизованные вышележащими мелафирами (7а); 8. фиолетовые, брекчиевидные стекловатые мелафиры с тонкими жилками эпидота и кальцита. Краевая часть эффузивного потока; 9. фиолетовые мелкопорфиритовые мелафиры с тонкими жилками эпидота; 10. фиолетовые мелкозернистые мелафиры с жилками эпидота толщиной до 40 см; 11. фиолетовые амигдалоидно-пористые брекчиевидные мелафиры с жилками кальцита, эпидота и хлорита. Наблюдается Си-минерализация; 12. фиолетовые амигдалоидно-порфиритовые мелафиры; 13. фиолетовые мелкозернистые мелафиры; 14. фиолетовые амигдалоидно-пористые, в самой верхней части амигдалоидно-порфиритовые мелафиры.

Рис. 4. Профиль через вулканические тела близ сел. Лучно и высоты Брезов верх к западу от долины р. Житавицы. Легенда: Нижний триас: 1. мелко- и среднезернистые кварциты, кварцевые песчаники; Пермь: 2. пестроцветные граувакки, граувакковые песчаники, песчаные сланцы; 3. амигдалоидно-порфирные мелафиры; 4. порфирные мелафиры; 5. мелко- и среднезернистые мелафиры; 6. амигдалоидно-пористые мелафиры; 7. ржаво-бурые мелафировые туфы и туффиты, местами контактово-метаморфизованные вышележащими мелафирами (7а); 8. пестроцветные граувакковые песчаники, песчаные сланцы, местами с вулканокластическим материалом.

Рис. 5. Карта взятия образцов

Рис. 6.

6/1 Вариационная диаграмма

6/2 Диаграмма $mg - k$

6/3 Диаграмма $c/fm - mg$

6/4 Диаграмма $K - Na - Ca$

6/5 Диаграмма $Mg - Fe - Ca$

Перевод со словацкого В. С. Андрусовой



Miroslav Ivanov

Príspevok ku geochemii hornín zliechovskej a chočskej série Strážovskej hornatiny

40 obrázkov v texte, anglické resumé

Abstract. The author deals with geochemistry of rocks from the two main Mesozoic series: the Krížna (Zliechov) and the Choč series in the Strážovská hornatina mountains. Basing upon the study of macro- and microelements, the author presents geochemical characteristics of stratigraphical markers (lithofacies), the results of their mutual correlation and of their comparison within both series to find correlation among the individual elements and to characterize paleoenvironment in the respective sedimentation basins. Discussed are: distribution of each element analyzed, geochemical alterations controlled by stratigraphy, and alterations of sedimentation conditions in time and space.

The general estimation of accumulation of individual elements in the Zliechov and Choč series resulted in the conclusion that the sedimentation of the Zliechov series passed in an area near to the continent (cordilleras) and in a distance of several tens of km from the sedimentation area of the Choč series. Consequently the results are in accordance with the opinion about the tectonic convergence of the two series having passed over a considerable distance.

Geochemickým výskumom mezozoických hornín Strážovskej hornatiny sme sa v Geologickom ústave Dionýza Štúra zaoberali v rokoch 1965—1969. Strážovskú hornatinu sme si zvolili preto, lebo sme ju považovali za jednu z kľúčových území mezozoika Karpát, kde práve zliechovská (krížňanská) a chočská séria sú kompletne zastúpené a jednotlivé litologické typy hornín sa vyskytujú v rozsiahlych areáloch.

Geologickému výskumu tohto pohoria venoval v minulosti značnú pozornosť M. Maheľ (1946, 1948, 1959, 1962, 1965) a D. Andrusov (východná časť územia — 1947). Od nich pochádza i geologická mapa (list Zliechov a Rajec) v mierke 1 : 25 000, ktorá nám slúžila ako podklad pri terénnych litologických štúdiách, ako i pri odbere študijného materiálu pre geochemický výskum.

V posledných rokoch a v súčasnosti M. Maheľ pracuje na reambulácii územia Strážovskej hornatiny.

Pri našich geochemických štúdiách zliechovskej a chočskej série Strážovskej hornatiny sme sledovali chemické zloženie určujúcich litofaciálnych typov

RNDr. M. Ivanov, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1. Bratislava

od stredného triasu až po strednú kriedu, teda také stratigrafické horizonty, ktoré sú faciálne stále a možno ich dobre navzájom paralelizovať.

Pri geochemických štúdiách v Strážovskej hornatine sme chceli získať celkový obraz o sedimentácii v jednotlivých stratigrafických obdobiach, stanoviť charakteristické asociácie makroelementov i mikroelementov v jednotlivých litofáciách ako prípadné kritérium pre stratifikáciu. Štúdiom chemických zmien v určujúcich stratigrafických horizontoch sme sa ďalej snažili zachytiť zmeny paleoprostredia v sedimentačných panvách zliechovskej a chočskej série od stredného triasu až po strednú kriedu a rekonštruovať rôzne okolnosti, ktoré ovplyvňovali zmeny v sedimentácii. Nakoniec sme sa snažili získať prehľad o celkovom geochemickom vývoji zliechovskej a chočskej sedimentačnej oblasti.

Stručný prehľad geológie Strážovskej hornatiny

Mezozoikum Strážovskej hornatiny zaberá rozsiahlu oblasť tiahnúcu sa od Trenčína až po údolie Rajčianky. Na juhu ho lemujú severné výbežky Bánovskej kotliny a kryštallického masívu Suchého a Malej Magury.

V mezozoiku Strážovskej hornatiny vyčlenil M. Maheľ ((1962) 5 sérií, ktoré považuje zároveň za sedimentárno-tektonické jednotky.

Obalová (malomagurská) séria leží v najjužnejších častiach Strážovskej hornatiny. Napriek tomu, že je miestami zastúpená v kompletom vývoji od spodného triasu až po alb, je celkove značne tektonicky vyvalcovaná a zredukovaná. Priestorove zaberá len úzky pruh v malom areáli.

Vyššou tektonickou jednotkou je zliechovská (krížňanská) séria. Predstavuje najrozšírenejšiu a najkompletnejšiu sériu Strážovskej hornatiny. Dá sa dobre paralelizovať s krížňanskými jednotkami ostatných pohorí Karpát. Pozorujeme v nej úplný a pestrý stratigrafický sled od spodného triasu až po apt. Vyznačuje sa značnou stálosťou sedimentačných podmienok. Z týchto dôvodov sme jej pri geochemických štúdiách venovali osobitnú pozornosť.

Podľa geologických prác M. Maheľa sa zliechovská séria vyznačuje hlbokomorskejším vývinom jury a spodnej kriedy. Na báze tejto série je v spodnom triase vyvinuté súvrstvie pieskocov a kremencov.* V ich nadloží, na začiatku stredného triasu ležia masívne tmavošedé vápence s bielymi žilkami (gutenštajnský typ). Ich mocnosť v Strážovskej hornatine však nedosahuje väčšie rozmery. Sedimentácia v ladine-anise prechádza v dolomity. Sú to zväčša šedé horniny bez výraznej vrstevnatosti s typickým ostrohranným rozpadom.

* Pre ich nestály litologický ráz a rudimentárne výskyty tento stratigrafický horizont nebol pojatý do našich štúdií.

V nadloží dolomitov je vyvinutý komplex karpatského keupru. Vytvorený je prevažne z červených bridlíc s polohami (niekoľko decimetrov až metrov) svetlošedých dolomitov a svetlých kremencov. Vrchný trias, rét — hetanz je v zliechovskej sérii zastúpený tmavošedými, temer až čiernymi vápencami, lumachelovými vápencami, lokálne tmavými bridlicami. Majú výraznú žltkastú patinu na zvetraných povrchových plochách. Sedimentácia vrchného triasu bez prerušenia prechádza v spodnojurskú sedimentáciu, do tzv. grestenských vrstiev. Ide o sedimentárny komplex slienitých zbridličnatených vápencov, inde vápnitých bridlíc s niekoľkometrovými polohami modrošedých, piesčitých, oolitických masívnych vápencov. Vrchný lias je zastúpený faciou „fleckenmerglow“ — škvrnitých vápencov. Väčšinou sú to 10—20 cm hrubé lavice svetlošedých až tmavošedých hornín s veľkým množstvom fukoidov. Dosahujú značnú mocnosť. V nadloží liasu je vyvinutý pomerne mocný komplex tmavošedých vápencov doggeru. Príznačné preň je striedanie sa lavicovitých vápencov s 10 až 30 cm hrubými polohami rohovcov, prípadne hľúz rohovcov vo vápencoch. Malm tu nedosahuje veľkú mocnosť. Sú to väčšinou celistvé, inde lavicovité červenkasté alebo ružové vápence s bielymi kalcitovými žilkami, ktoré sa miestami striedajú až s 20 m hrubými polohami červenošedých rádiolaritov. Podľa M. Maheľa sedimentácia jury opäť pozvoľna, bez prerušenia prechádza do sedimentácie kriedy — titónu-neokomu. Vzniká jedna z najrozšírejších facií o mocnosti niekoľko sto metrov, vytvorená zo šedých lavicovitých vápencov typu „biancone“ a slienitých vápencov, inde vápencov so striedajúcimi sa bridlicami. Mezozoický sedimentačný cyklus sa v zliechovskej sérii končí aptom. Alb je v Strážovskej hornatine vyvinutý už vo flyšovom vývine. Bridlice albu sa striedajú s vápnitými pieskovecami. Ide o útvar, ktorý vznikol už po prvých alpínskych horotvorných fázach.

Tretiu, belanskú sériu M. Maheľ (1962) považuje za prechodnú sériu medzi krížňanskou a obalovou sériou. Z faciálno-litologického hľadiska sa až do konca triasu nelíši od typických krížňanských vývinov. Sedimentologické rozdiely sa prejavujú až v spodnom liase, keď vzniká mocný komplex plytkomorských facií, zastúpený v značnej miere krinoidovými vápencami.

Štvrtá, manínska séria Strážovskej hornatiny vystupuje podľa M. Maheľa (1962) najmä v jej najsevernejších častiach. Považuje ju za najnútornejšiu jednotku bradlového pásma. Od zliechovskej série sa líši najmä vývinom jury a spodnej kriedy. Jej tektonické postavenie sa rieši (M. Maheľ).

Posledná, chočská séria v Strážovskej hornatine má v porovnaní so zliechovskou sériou značne odlišné sedimentologické pomery, čo sa odráža v odlišnom litologickom charaktere hornín a ich stratigrafickom slede.*

* Pri našich geochemických štúdiách sme sa zaoberali jednotlivými litologickými typmi hornín chočskej série podľa starších geologických podkladov, nakoľko nové mapy M. Maheľa nám ešte neboli prístupné, príp. boli v štúdiu spracovania.

Pre sedimentáciu chočskej série je príznačná prevažne karbonátová (vápenato-dolomitická) sedimentácia v triase. Vznikajú tu mohutné, niekoľko stometrové komplexy karbonátov. Ich presnejšou stratifikáciou (najmä stredno-triasových komplexov) sa zaoberá J. Hanáček (1972).

Na báze chočskej série rudimentárne pozorujeme kremence, prípadne pieskovce s malými vložkami piesčitých bridlíc. V nadloží M. Maheľ (1962) opisuje i ojedinelý výskyt kampilu v bridličnato-slienitej fácií.** Nad verfénom leží mocné súvrstvie karbonátov stredného triasu. Pozorujeme tu niekoľko typov vápencov; svetlošedý (typ wetterštajnský) až biely (typ oponických vápencov) a typ tmavošedých a hnedých vápencov. Vápence lokálne pozvoľna prechádzajú v dolomitické vápence, inde až dolomity. M. Maheľ (1962) považuje tmavošedé a hnedé vápence za staršie aniské a svetlošedé a biele za mladšie (ladinské). Popri týchto dvoch opísaných hlavných typoch vápencov v strednom triase chočskej série Strážovskej hornatiny je vyvinutý reiflinský typ vápencov. Sú to šedé, miestami až tmavošedé vápence s roztrúsenými hľuzami rohovcov. V nadloží tohto niekoľko stometrového vápencového komplexu sú vyvinuté svetošedé, inde tmavošedé dolomity. Vyznačujú sa typickým dolomitickým rozpadom (niekde sú tektonicky rozdrvené až na dolomitický prach). Lokálne sa v dolomitoch vyskytujú polohy lunzských vrstiev. Vytvorené sú zo šedých pieskovcov, prípadne zo šedých až šedozelených bridlíc s typickým tyčinkovitým rozpadom. Rét — hetanz je v chočskej sérii zastúpený svetlošedými celistvými vápencami, ktoré sa litologicky veľmi podobajú na vápence stredného triasu. Netvorí mocné súvrstvie.

V jure počínajúc sinemurom nastupuje plytkomorská sedimentácia organogénnych, poväčšine krinoidových vápencov. Krinoidové vápence ako dominantné horniny siahajú až do konca doggeru. Bývajú ružovkasté, červené, biele i šedé. Tvoria mohutné polohy. Lokálne bývajú v nich i hľuzy rohovcov. Malm chočskej série je väčšinou zastúpený červenými, prípadne žltohnedými, často hľuznatými, slienitými vápencami. Vo vyšších polohách sa nachádzajú už celistvejšie doskovité červenkasté vápence s hľuzami, prípadne s polohami rádiolaritov.

Titón — neokom chočskej série tvoria doskovité sivé vápence typu „biancone“. Faciálne sa už veľmi podobajú titónu — neokomu zliechovskej série. Ich sedimentačné prostredie bolo pravdepodobne v oboch areáloch už veľmi príbuzné.

** Pre malý priestorový rozsah týchto hornín v Strážovskej hornatine a ich nehomogénnosť neboli tieto sedimentárne komplexy pojaté do našich geochemických štúdií.

K metodike geochemického výskumu

Pri geochemickom výskume mezozoika Strážovskej hornatiny sme zamerali pozornosť na štúdium tých facií, ktoré majú stálejší litologický charakter. Boli to najmä určujúce stratigrafické horizonty, ktoré sú odrazom vyrovnanejších sedimentačných podmienok v širšom areáli.

Aby výsledky geochemických štúdií mali regionálny charakter, študijný materiál bol odobraný z najrozmanitejších oblastí Strážovskej hornatiny. Pritom sme sa pridrižovali nasledujúcich kritérií:

Základným kritériom bolo, aby boli porovnávané zhodné litologické a stratigrafické horizonty.

Po druhé, aby odobraný materiál nebol postihnutý sekundárnymi procesmi (aby účinky atmosférií boli čo najmenšie). Pre splnenie tejto požiadavky sme museli brať vzorky hlavne z umelých odkryvov a len v menšej miere z prirodzených odkryvov, z ktorých sa dal získať nezvetraný materiál hornín.

Tretím predpokladom bolo, aby vzorka predstavovala priemer z danej litofácie. Materiál sme odoberali z viacerých miest odkryvu vo váhe asi 1,5 kg. Takto získaný materiál bol v laboratóriu homogenizovaný a podrobený analytickým rozborom. Všetky stanovenia boli robené z toho istého materiálu.

Pri geochemických štúdiách sme v jednotlivých určujúcich stratigrafických horizontoch sledovali zastúpenie hlavných makroprvkov, a to Si, Al, Fe⁺², Fe⁺³, Ca, Mg, K, Na a Ti (klasickými analytickými metódami a distribúciu mikroelementov Sr, Ba, Mn, Ni, Cr, Pb, Cu a Ag) kvantitatívnou spektrálnou analýzou. Okrem kvantitatívnych analýz bola z každej (analyzovanej) vzorky urobená semikvantitatívna (kvalitatívna) spektrálna analýza na zistenie ďalších mikroelementov (B, Zr, V, Co, Zn, Mo, Sc, Y, Yb).

Uvedenými analýzami sme sa snažili získať geochemický obraz o celom spektre prvkov, ktoré sa v študovaných horninách nachádza. V jednotlivých litofáciách bolo urobených v priemere 10—12 analýz.

Sledovaním priemerných koncentrácií prvkov v určujúcich stratigrafických horizontoch v jednotlivých sériách sme potom získavali distribučné spektrá, ktoré nám umožňovali sledovať geochemický vývoj a zmeny sedimentačných podmienok v závislosti od času, korelačné vzťahy medzi prvkami, zmeny redox-potenciálu, prípadne batymetrické pomery a ďalšie geochemické závislosti, o ktorých sa zmienime v nasledujúcich kapitolách.

Chemické zloženie hornín zliechovskej a chočskej série Strážovskej hornatiny

V tejto kapitole podávame v prehľadnej tabulárnej forme výsledky chemických

Priemerné chemické zloženie hlavných litologických typov

litologický typ horniny a jeho stratigrafické postavenie	výsledky sú udávané					
	počet analýz	Si	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Ca
stredný trias tmavé guttensteinské vápence	10	0,582	0,171	0,125	0,096	38,365
stredný — vrchný trias šedé dolomity	11	0,419	0,157	0,291	0,123	21,949
karpatský keuper červené (pestré) bridlice	12	22,038	7,353	5,129	0,774	4,766
polohy dolomitov medzi keuperskými bridlicami	10	4,055	0,750	0,618	0,350	19,885
rét — hetanž tmavé vápence lumachelové	15	2,992	0,444	0,453	0,527	34,480
spodný lias — grestenské šedé vápnité bridlice	11	18,159	4,304	2,127	0,973	16,689
spodný lias polohy oolitických vápencov	12	3,039	0,463	0,954	0,877	35,195
vrchný lias škvornité vápence	12	7,101	0,733	0,495	0,481	31,440
dogger šedé vápence	13	7,497	0,597	0,577	0,410	31,156
dogger rohovce	13	34,891	0,356	0,673	0,405	8,844
malm ružové vápence	10	1,504	0,383	0,432	0,279	37,236
malmské rádiolarity	10	33,082	0,574	0,835	0,602	10,156
titón — neokom svetlošedé vápence (biancone)	16	4,131	0,878	0,804	0,515	33,684
titón — neokom rohovce	8	25,386	0,531	0,787	0,626	16,795
apt slienité vápence	7	11,266	3,982	2,716	1,518	23,424

analýz z jednotlivých určujúcich stratigrafických horizontov zliechovskej a chočskej série.

V pôvodnej práci (v záverečnej správe) sú uvedené všetky analýzy — pre každú litofáciu — nakoľko však z technických príčin nemohli byť publikované, boli sme nútení použiť tabuľárne zhodnotenie vychádzajúc z priemerných analytických hodnôt.

V tabuľkách sú jednotlivé fácie zoradené od najstarších hornín po najmladšie. Priemerné hodnoty boli vypočítané z počtu analýz uvedených v príslušnom stĺpci.

v percentách				výsledky sú udávané v ppm									
Mg	Ti	K	Na	Mn	Sr	Ba	Ni	Cr	Pb	Cu	Ag	Sn	
0,744	0,019	0,165	0,136	35	689	12	3	10	12	11	10		
12,60	0,020	0,115	0,123										
3,748	0,486	3,126	0,466	611	176	183	31	73	25	35			
11,101	0,034	0,282	0,121	376	77	152	38	92	18	9			
1,181	0,054	0,203	0,222	243	647	14	10	10	10	13	10		
0,789	0,280	1,427	0,350	1004	241	187	26	55	15	41			
0,600	0,040	0,178	0,133	389	609	16	10	10	21	14	10	2	
0,848	0,067	0,230	0,264	577	687	18	15	11	12	16	10	5	
0,692	0,053	0,262	0,231	279	580	19	19	10	13	10	10	4	
0,311	0,029	0,206	0,091	318	131	32	10	18	10	61	30	3	
0,519	0,025	0,164	0,134	409	421	31	11	10	10	15	10		
0,364	0,034	0,224	0,104	1455	169	136	12	34	10	52			
0,573	0,060	0,299	0,197	490	493	18	15	13	13	17	10	10	
0,214	0,024	0,304	0,107	649	173	127	11	20	11	31			
0,887	0,183	1,279	0,526	894	450	191	40	50	18	46	10		

Porovnaním chemizmu jednotlivých litologicky príbuzných, avšak stratigraficky odlišných hornín v rámci jednej série, ako i v rámci oboch sérií nám vyplynú určité chemické rozdiely, ktoré sú odrazom „zakonzervovaných“ sedimentačných podmienok a môžu tiež poslúžiť ako kritérium pre ich vzájomné odlíšenie. Jednotlivé litofácie majú totiž svoju charakteristickú asociáciu makroelementov a mikroelementov. Každý jednotlivý prvok má zasa v sedimentačnej panve svoju vlastnú (špecifickú) históriu.

O uvedených dvoch tabuľkách priemerných chemických hodnôt sa tu ne-

Priemerné chemické zloženie hlavných litologických typov hornín

litologický typ horniny a jeho stratigrafické postavenie	výsledky sú udávané					
	počet analýz	Si	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Ca
stredný trias tmavošedé (hnede) vápence	12	0,535	0,150	0,133	0,122	37,695
stredný trias svetlé wettersteinské vápence	13	0,230	0,116	0,117	0,072	38,766
stredný trias reiflinské vápence	9	1,684	0,170	0,193	0,176	37,380
stredný trias rohovce v reiflinských vápencoch	9	27,606	0,178	0,557	0,541	15,047
stredný — vrchný trias dolomity	13	0,319	0,148	0,156	0,085	21,767
stredný — vrchný trias lunzské bridlice	10	26,839	8,480	5,135	2,017	1,768
rét — hetanž svetlé vápence	12	1,011	0,140	0,225	0,113	37,650
lias — dogger krinoidové vápence	15	0,748	0,167	0,364	0,152	38,613
malm hľuznaté červené vápence	10	7,039	1,092	1,051	0,255	31,474
malm rádiolarity	8	25,651	0,523	0,697	0,417	16,648
neokom svetlé kalpionelové vápence	12	3,515	0,627	0,675	0,303	34,833

budem podrobnejšie zmiňovať, nakoľko sedimentologicko-genetické zhodnotenie zliechovskej a chočskej série nám lepšie vyplynie z grafov, ktoré sú zostavené pre každý prvok v nasledujúcej kapitole.*

Geochemicko-sedimentologické zhodnotenie zliechovskej a chočskej série Strážovskej hornatiny

V predchádzajúcej kapitole sme uviedli sumárne priemerné chemické zloženie jednotlivých určujúcich stratigrafických facií zliechovskej a chočskej série.

V tejto kapitole chceme zhodnotiť sedimentologický vývoj zliechovskej

* Všetky analýzy boli urobené v chemických laboratóriách GÚDŠ. Klasické kompletne analýzy urobil P. Lešták, V. Šaturová, V. Dvonč a H. Chudáčiková. Kvantitatívne i kvalitatívne spektrálne analýzy na mikroelementy robil G. Kupčo, M. Klinčeková a J. Cubínek.

v percentách				výsledky sú udávané v ppm									
Mg	Ti	K	Na	Mn	Sr	Ba	Ni	Cr	Pb	Cu	Ag	Sn	
1,057	0,020	0,116	0,110	89	569	12	10	10	10	14	10	2	
0,694	0,015	0,079	0,102	67	188	10	10	10	10	12	10	2	
0,669	0,043	0,159	0,177	120	413	12	11	10	10	14	10	1	
0,641	0,020	0,139	0,074	169	116	20	10	25	17	33			
12,626	0,022	0,133	0,181										
1,616	0,412	2,722	1,107	1448	129	399	41	99	20	78			
0,822	0,014	0,147	0,179	109	616	11	8	10	10	24	10	2	
0,337	0,031	0,137	0,209	572	198	12	11	10	10	17	10	1	
0,449	0,083	0,493	0,216	761	217	34	18	15	30	39	10	1	
0,205	0,045	0,328	0,097	830	129	79	10	18	20	43			
0,594	0,046	0,261	0,181	531	755	19	14	22	21	26	10	1	

a chočskej série v závislosti od zmien, ktoré sa odohrali v jednotlivých sedimentačných panvách (od triasu až po strednú kriedu). Pritom vychádzame z geochemie jednotlivých prvkov, ich distribúcie a foriem výskytu.

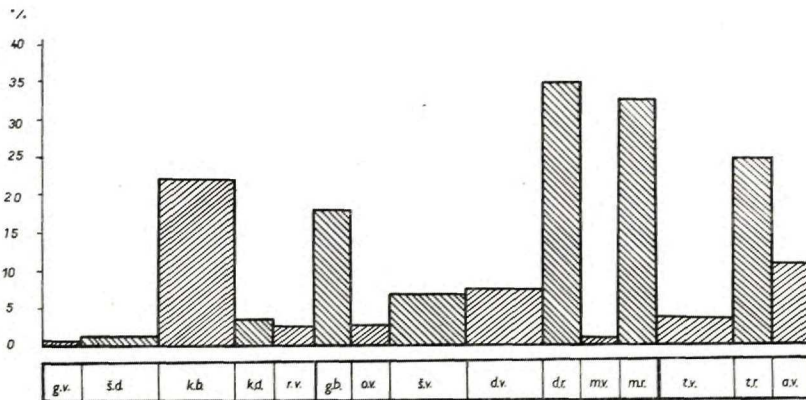
V úvode treba pripomenúť, že podklady pre geochemické závery týkajúce sa sedimentácie karbonátových a silicitových typov hornín v mezozoiku poskytli hlavne výsledky štúdií makroelementov. Zo stopových elementov to boli naopak len niektoré prvky, a to Sr, Mn, Ba, Cu (vyskytujú sa v uvedených horninových komplexoch vo výraznejších koncentráciách).

Okrem karbonatických hornín a silicitov (vápence, dolomity, slienité vápence, rohovce, rádiolarity), ktoré zaberajú prevažnú časť hornín zliechovskej a chočskej série, sa v týchto sériách nachádzajú i bridličnaté súvrstvia, ktoré obsahujú už pestrejšiu škálu mikroelementov. Ich asociácie stopových prvkov sa dajú paralelizovať už s uskutočnenými geochemickými štúdiami ílovitých hornín z oblasti Spiško-gemerského rudohoria a niektorých kryštálických jadier.

Akumulácia kremíka

Významné postavenie v zliechovskej a chočskej sérii Strážovskej hornatiny zaberá kremík. Už z porovnania množstva kremíka „en bloc“ v oboch sériách vidíme, že v zliechovskej sérii sa kremík akumuluje v oveľa väčšom množstve ako v chočskej sérii (porovnaj obr. 1 a 2). Považujeme to za vplyv odlišných paleogeografických podmienok a rôznych pozícií oboch sedimentačných bazénov k znosovej oblasti.

O pôvode kremíka môžeme povedať, že v uvedených sériách je jedna časť kremíka v horninách výlučne klastického pôvodu, druhá časť organogénneho pôvodu (účinnok akumulácie Si rádioláriami, diatomaceami, hubami ap.).



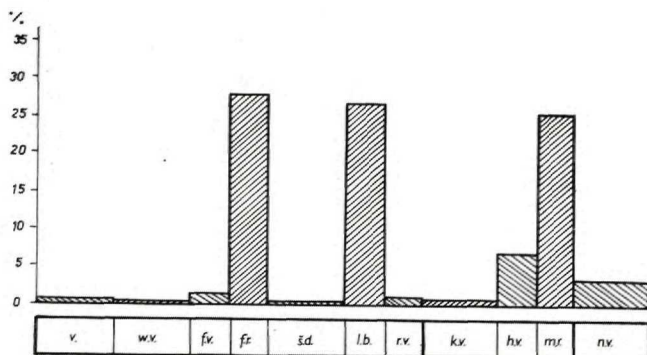
Obr. 1 Distribučné spektrum Si v určujúcich stratigrafických horizontoch zliechovskej série
Fig. 1 Distribution spectrum of Si in the index stratigraphical horizons of the Zliechov Series

Vysvetlivky ku grafom — obr. 1—40

Zliechovská séria: Triasové litofácie: g. v. = strednotriasové tmavé (gutensteinské) vápence; š. d. = stredno-vrchnotriasové šedé dolomity; k. b. = bridlice karpatského keupru; k. d. = polohy dolomitov medzi keuperskými bridlicami; r. v. = šedomodré rétsko-hetanžské vápence (lumachelové). Jurské litofácie: g. b. = spodnoliasové grestenské vápnité bridlice; o. v. = spodnoliasové polohy oolitických vápencov medzi grestenskými bridlicami; š. v. = škvrnité vápence vrchného liasu (fleckenmergel); d. v. = doggerské šedé vápence; d. r. = doggerské rohovce; m. v. = malmské vápence; m. r. = malmské rádiolarity; Kriedové litofácie: t. v. = titónsko-neokomské svetlošedé vápence (biancone); t. r. = titónsko-neokomské rohovce; a. v. = aptské slienité vápence.

Chočská séria: Triasové litofácie: v. = strednotriasové šedé (hnedé) vápence; w. v. = strednotriasové svetlé (wettersteinské) vápence; f. v. = strednotriasové reiflinské vápence; f. r. = rohovce v reiflinských vápencoch, š. d. = stredno — vrchnotriasové šedé dolomity; l. b. polohy lunzských bridlic medzi dolomitmi; r. v. = rétsko-hetanžské svetlé vápence; Jurské litofácie: k. v. = liasovo-doggerské krinoidové vápence; h. v. = malmské hľuznaté vápence; m. r. = malmské červené rádiolarity. Kriedové litofácie: n. v. = titónsko-neokomské svetlé vápence (biancone).

Poznámka: Rôzna hrúbka stĺpcov v grafoch znázorňuje aspoň približnú relatívnu mocnosť jednotlivých litofácií.



Obr. 2 Distribučné spektrum Si v určujúcich stratigrafických horizontoch chočskej série
 Fig. 2 Distribution spectrum of Si in the index stratigraphical horizons of the Choč Series

Silicity ako výsledok biochemického nahromadenia Si prevládajú, (výnimku tvoria reiflinské rohovce) vo vyšších stratigrafických horizontoch mezozoika zliechovskej a chočskej série (jura — krieda).

Keď sledujeme koncentrácie kremíka v horninách zliechovskej a chočskej série, zistíme, že po transgresívnom spodnom triase, kde dominuje detritický materiál, je sedimentácia stredného triasu už veľmi málo ovplyvnená detritickou-terigénnou zložkou. V oboch študovaných sériách vznikajú chemicky veľmi homogénne horniny, ktoré majú najmenší obsah kremíka medzi horninami mezozoika Strážovskej hornatiny vôbec.

Porovnaním množstva Si s koncentraciami Al, K, Na v jednotlivých stratigrafických horizontoch zisťujeme, že kremík v strednotriasových karbonátoch sa mineralogicky vyskytuje najmä vo forme ílovitých minerálov. Výnimku tvoria už spomenuté rohovcové výviny reiflinských vápencov v chočskej sérii.

V akumuláciách kremíka sa prejavujú vo vrchnom triase už podstatné sedimentologické rozdiely medzi zliechovskou a chočskou sedimentačnou oblasťou. Do sedimentačných panví (s prevahou karbonatických usadenín) je náhle zanesené veľké množstvo detritického materiálu z pravdepodobne obnažených pevnín (karpatský keuper — lunszké vrstvy). Podľa odlišnej litologickej (petrografickej a geochemickej) povahy oboch týchto detritických súvrství môžeme povedať, že primárny klastický materiál, z ktorých sú zložené, nie je totožný. Znamená to, že vo vrchnom triase sa krížňanské sedimentačné panvy už líšia od chočských panví a že klastický materiál nepochádza z jedného areálu (kordilier).

Prínos klastického materiálu — kremeňa je v nasledujúcom réte až hetanži badateľný už len v zliechovskej sérii. Rét — hetanž chočskej série sa litologicky a geochemicky opäť približuje k strednotriasovej čistej karbonatickej sedimentácii. V chočskej sérii sa tiež už nestretávame so stratigrafickým horizontom, ktorý by sme mohli považovať za ekvivalentný horizont grestenských vrstiev.

Z príslušných grafov kremíka (viď obr. 1, 2) vidíme, že spodný lias zliechovskej série je naďalej ovplyvnený prínosom detritického materiálu z pevniny (podstatné zastúpenie Si). Z porovnania príslušných hodnôt v akumuláciách kremíka v stratigraficky vyšších horizontoch zliechovskej série, vo vrchnoliasových škvŕnitých vápencoch, doggerských vápencoch a malmských vápencoch s hodnotami makroprvkov, ktoré indikujú prítomnosť ílovitých minerálov (Al + K + Na) v hornine, vidíme, že vo vrchnoliasových a doggerských vápencoch je značný prebytok Si, kým v malmských vápencoch len čiastočný. Neprítomnosť väčšieho množstva prvkov ílovej zložky v týchto horninách signalizuje, že prínos detritu bol v týchto stratigrafických obdobiach malý. Mikroskopické pozorovania z liasových a doggerských vápencov (M. Mišík 1966, A. Kullmanová — M. Maheľ 1959) na druhej strane poukazujú na prítomnosť rádiolárií alebo Si ihlíc húb. Usudzujeme, že kremík v liasových a doggerských vápencoch zliechovskej série je prevažne „biochemického“ pôvodu, o čom svedčia i lokálne polohy, príp. hľuzy rohovcov. Pre značný obsah SiO₂ je ich správnejšie označovať ako kremité vápence.

Rozdielnejšie pomery v akumulácii kremíka pozorujeme v malme zliechovskej série. Na jednej strane sa tu totiž nachádzajú nahromadeniny pomerne chemicky čistých vápencov, na druhej strane sú v nich mocné polohy rádiolaritov. Predpokladáme, že kremík sa v nich nenahromadil postupným odumieraním organizmov s Si — skeletmi, ale skôr počas biokatastrofizmu prípadne je možné, že v malme jestvovali podmorské výrony hydrotermálnych vôd, ktoré podmienili i bohatší život rádiolárií.

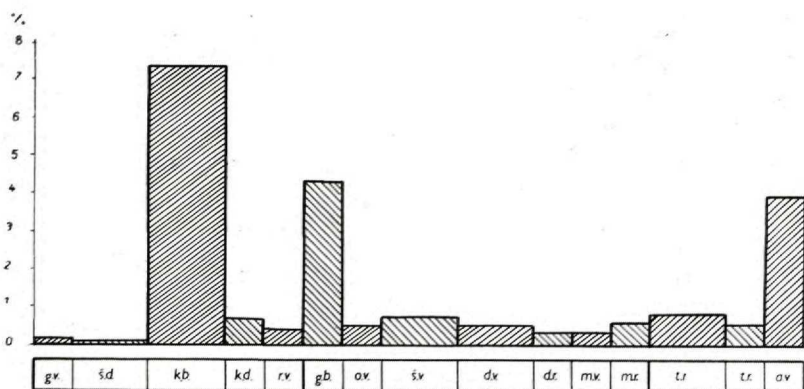
V chočskej sérii na rozdiel od zliechovskej série jestvovali v liase a doggeri odlišné sedimentačné podmienky. Množstvo kremíka v krinoidových vápencoch je nepatrné. I tu sa však vyskytujú hľuzy rohovcov, čo svedčí o tom, že v jure bolo rozšírenie organizmov s Si-schránkami regionálnejšie.

Otázka pôvodu kremíka v malme chočskej série nie je jednoznačná. Kremík pochádza pravdepodobne z klastického kremeňa i z ílovitých minerálov i z rádiolárií.

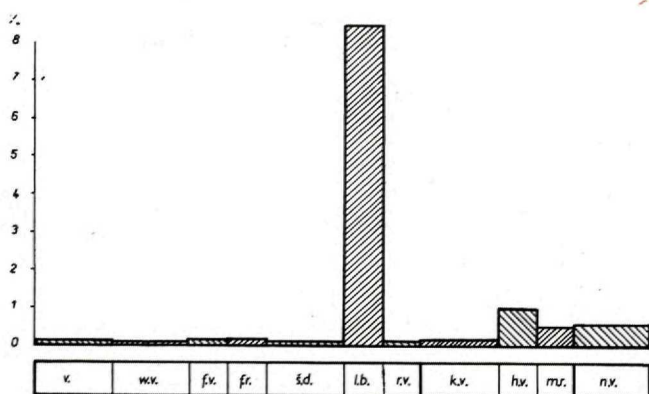
Vápnité výviný titónu-neokomu zliechovskej a chočskej série sú už zasa veľmi podobné fácie, čo poukazuje na opätovné zjednotenie sedimentačných podmienok. Obsah kremíka je v nich temer rovnaký. Formy výskytu kremíka sa podobajú formám z malmu chočskej série. Vyššie stratigrafické polohy neokomu a apt sú svojím slienitým charakterom už dôkazom prítomnosti značného množstva kremíka terigénneho pôvodu.

Akumulácia alumínia

Alumínium ako druhý stály element sedimentov je v predmetných horninách obsiahnutý v omnoho menších koncentráciách ako kremík.



Obr. 3 Distribučné spektrum Al v určujúcich stratigrafických horizontoch zliechovskej série
 Fig. 3 Distribution spectrum of Al in the index stratigraphical horizons of the Zliechov Series



Obr. 4 Distribučné spektrum Al v určujúcich stratigrafických horizontoch chočskej série
 Fig. 4 Distribution spectrum of Al in the index stratigraphical horizons of the Choč Series

V zliechovskej i chočskej sérii je jeho množstvo v sedimentoch priamo závislé od zastúpenia ílovitých minerálov. Z obr. 3 a 4 jasne vidieť, že maximá Al sa kryjú s prínosom terigénneho materiálu do sedimentačných panví.

Porovnávajúc sedimenty zliechovskej a chočskej série ako celku, badáme opäť prevahu Al vo faciách zliechovskej série. Tento fakt svedčí o tom, že celý sedimentačný priestor zliechovskej série ležal bližšie pri kontinentálnom prahu.

Určité množstvo $Al(OH)_3$ v disperznej koloidálnej forme sa nachádza stále v morských panvách. Jeho koncentrácia v morskom prostredí je však úmerná prínosu detritického kontinentálneho materiálu — teda blízkosti pevniny. V epirogenetických obdobiach, prípadne počas orogenetických pochodov, kedy vznikajú značnejšie výškové denudačné rozdiely, sa to prejavuje na zvýšených klarkoch Al v príslušných sedimentoch.

Sledujúc vývoj alumínia v zliechovskej sérii zisťujeme, že po transgresívnom verféne v strednom triase sa minimálne prejavuje vplyv detritického materiálu (veľmi nízke koncentrácie Al). V tom smere sa stredotriasové sedimenty zliechovskej a chočskej série temer nelšia. Väčšie sedimentačné rozdiely medzi oboma sériami, ako to bolo napr. u kremíka, vznikajú až vo vrchnom triase.

Karpatský keuper v zliechovskej sérii a lunzské bridlice v chočskej sérii ako vidieť z obr. 3 a 4 tvoria maximá Al_2O_3 medzi určujúcimi stratigrafickými horizontmi mezozoika Strážovskej hornatiny. Tento náhly prínos detritického materiálu vo vrchnej časti triasu je pravdepodobne podmienený vytvorením kordilierových pásiem v geosynklinále.

Ak sledujeme vývoj alumínia v jednotlivých sedimentačných panvách, musíme konštatovať, že prínos terigénneho materiálu v zliechovskej sérii na rozdiel od chočskej série nebol len jednorázový, ale sa rytmicky opakoval a celkove ovplyvnil celý sedimentačný bazén.

Kulminačný bod alumínia zaznamenávame v zliechovskej sérii taktiež v spodnom liase (grestenské vrstvy).

Vyššie, smerom k malmu Al v sedimentoch zliechovskej série postupne ubúda. Kriedové fácie sú zasa obohatené o alumínium (vplyv už prvých fáz kriedového vrásnenia).

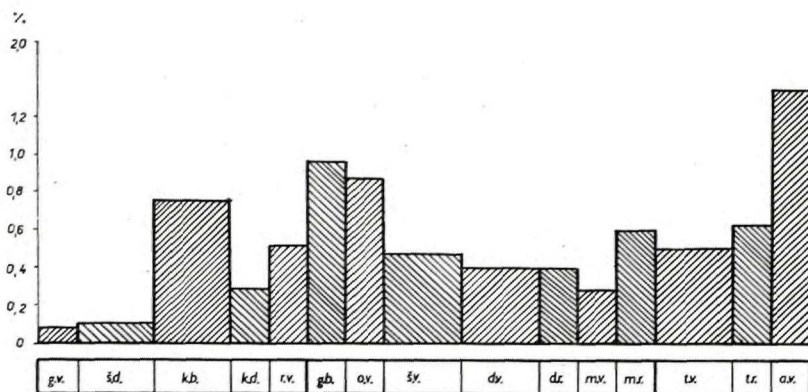
Akumulácie alumínia v chočskej sérii sú jednoduchšie. Po kulminačnom bode vo vrchnom triase (sedimentácia lunzských bridlíc) je alumínium čiastočne nahromadené až v malme vo fácií hľuznatých červenohnedých slienitých vápencov. Neokom chočskej série sa obsahom alumínia podobá neokomu zliechovskej série.

Akumulácia železa

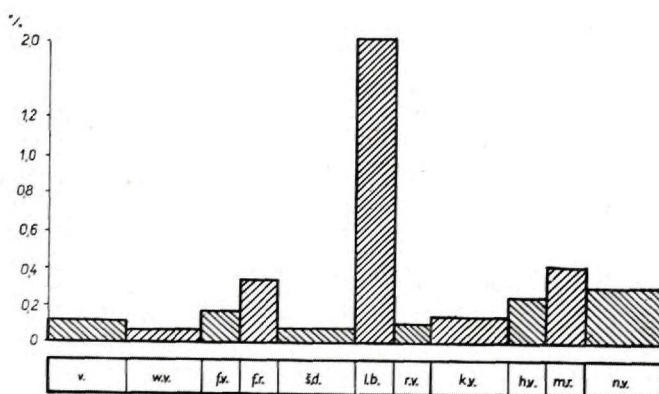
Železo je ďalší stály element sedimentov mezozoika. Vzhľadom na to, že cesty migrácie Fe^{+++} a Fe^{++} nie sú totožné, budeme sledovať v horninách obe formy železa osobitne.

Železo sa do morských panví z kontinentov dostáva v najrozmanitejších formách — vo forme bikarbonátov, kysličníkov i hydroxidov, reziduí ťažších minerálov, koloidálnych roztokov, ako aj pravých roztokov, teda geochemia železa je veľmi pestrá. Fe^{++} je geochemicky veľmi príbuzné s Mg a Mn. Pridružuje sa k nemu ešte celý rad prvkov zo skupiny železa, ako Co, Ni a ďalšie. Naproti tomu Fe^{+++} je geochemicky blízke Al, Cr^{+3} , čiastočne Mn^{+3} a V. Primárne sa hlavná časť Fe v horninách sústreďuje vo forme Fe^{++} . Vplyvom oxidačno-redukčných reakcií v povrchových podmienkach a v morských panvách značná časť Fe^{++} sa mení na Fe^{+++} .

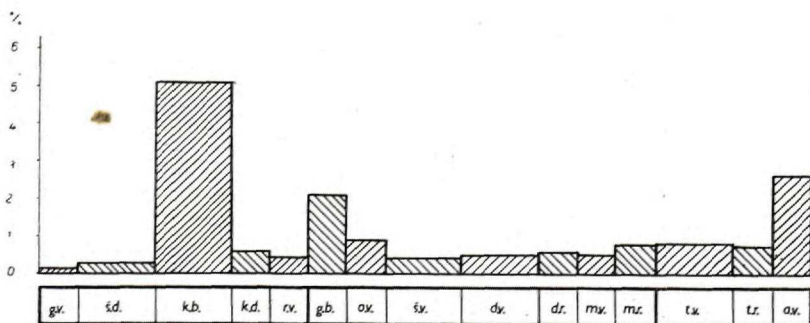
Železo je veľmi citlivým indikátorom zmien red-ox potencionálu v danom



Obr. 5 Distribučné spektrum Fe^{++} v určujúcich faciách zliechovskej série
 Fig. 5 Distribution spectrum of Fe^{++} in the index facies of the Zliechov Series



Obr. 6 Distribučné spektrum Fe^{++} v určujúcich faciách chočskej série
 Fig. 6 Distribution spectrum of Fe^{++} in the index facies of the Choč Series

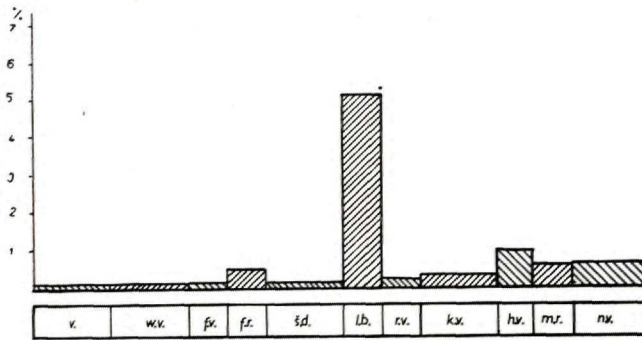


Obr. 7 Distribučné spektrum Fe^{+++} v určujúcich stratigrafických horizontoch zliechovskej série
 Fig. 7 Distribution spectrum of Fe^{+++} in the index stratigraphical horizons of the Zliechov Series

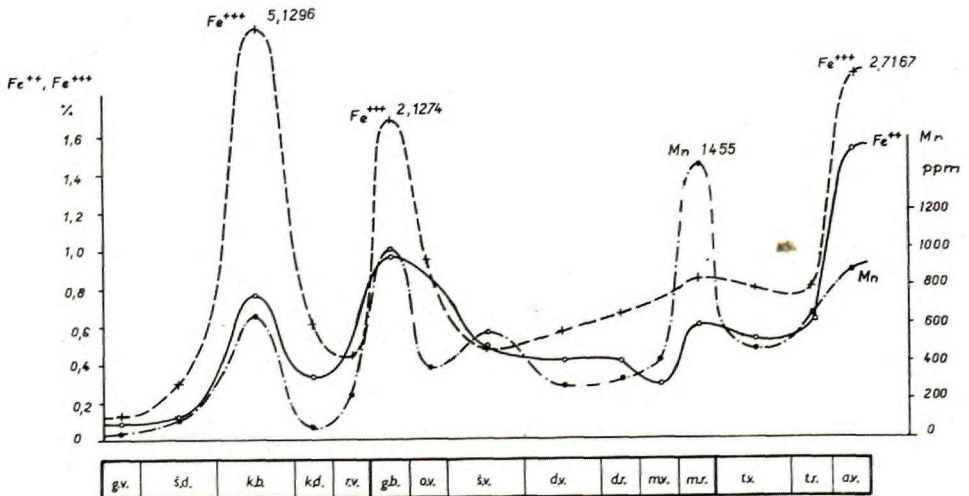
prostredí. Z toho dôvodu ho možno vhodne využiť na zisťovanie paleo-oxido-redukčných podmienok v jednotlivých stratigrafických obdobiach.

Ako vyplýva z obr. 5, 6, 7, 8, sedimenty zliechovskej série obsahujú „en bloc“ viac železa ako sedimenty chočskej série. Obzvlášť výrazne to vidieť u Fe^{++} (obr. 5). Z tejto skutočnosti opäť môžeme dedukovať, že sedimentácia zliechovskej série sa odohrala v areáli bližšie k pevnine.

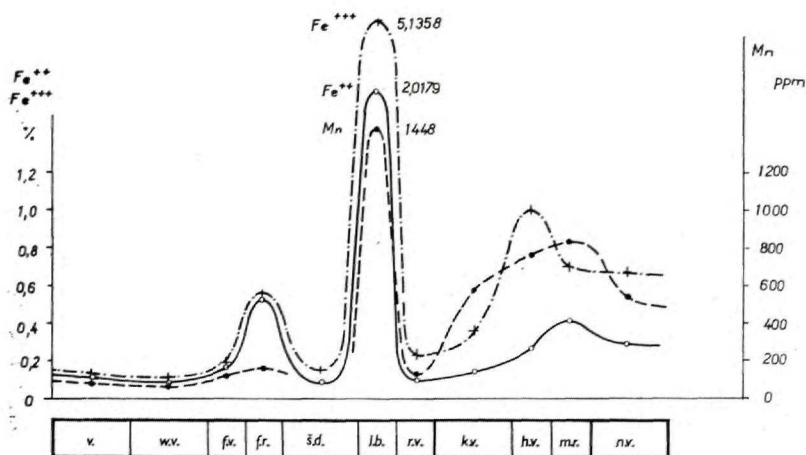
Na obr. 9, 10 sú uvedené korelačné diagramy pre Fe^{+++} (Fe^{++}) Mn. Pri pozorovaní dvojmocného a trojmocného železa v jednotlivých sedimentoch uvedených sérií vidíme, že vo všetkých horninách chočskej série Fe^{+++} prevažuje nad Fe^{++} , čo poukazuje na oxidačné podmienky v chočskej sedimentačnej panve. Naproti tomu v zliechovskej sérii sa stretávame okrem facií, kde pomer



Obr. 8 Distribučné spektrum Fe^{+++} v určujúcich stratigrafických horizontoch chočskej série
Fig. 8 Distribution spectrum of Fe^{+++} in the index stratigraphical horizons of the Choč Series



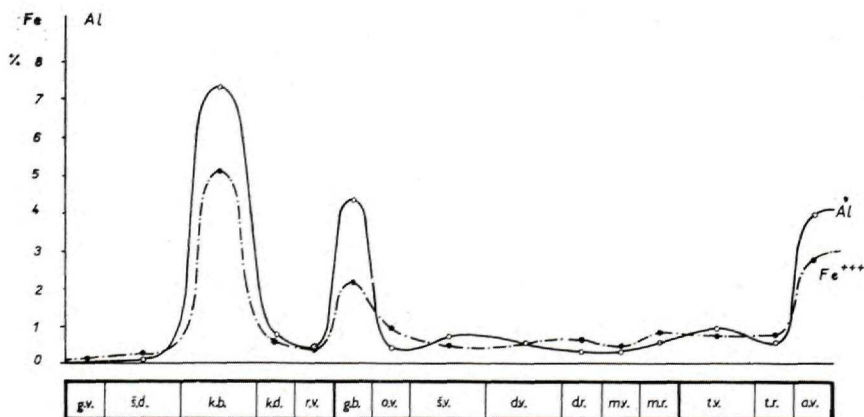
Obr. 9 Korelačný diagram $Fe^{+++}/Fe^{++}/Mn$ v sedimentoch zliechovskej série
Fig. 9 Correlation diagram of $Fe^{+++}/Fe^{++}/Mn$ in sediments of the Zliechov Series



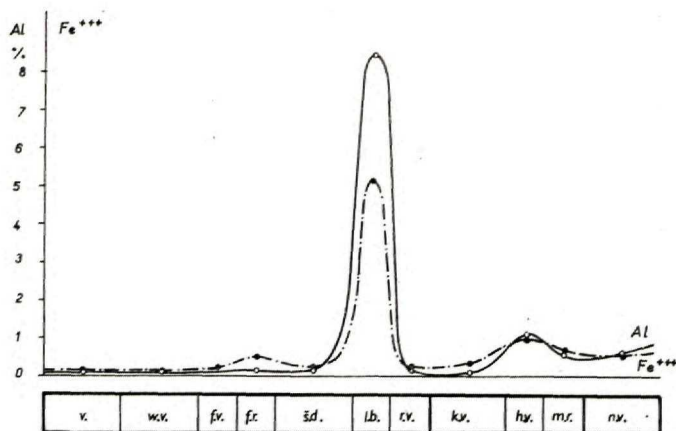
Obr. 10 Korelačný diagram $Fe^{+++}/Fe^{++}/Mn$ v sedimentoch chočskej série
 Fig. 10 Correlation diagram of $Fe^{+++}/Fe^{++}/Mn$ in sediments of the Choč Series

$Fe^{+++} : Fe^{++}$ je kladný, i s fáciami, kde pomer $Fe^{+++} : Fe^{++}$ je záporný, teda prevyšuje menej oxidická forma železa. Ide hlavne o fácie rétu-hetanžu, spodného liasu, vrchného liasu a do určitej miery i doggeru. Počas ich sedimentácie pravdepodobne v morských bazénoch prevládalo redukčné prostredie.

Železo v sedimentačných panvách zliechovskej i chočskej je zväčša kontinentálneho pôvodu. Jeho množstvo proporcionálne narastá s množstvom ílovitej frakcie v sedimentoch, čo názorne vidieť na priložených korelačných diagramoch Fe^{+++}/Al (obr. 11, 12). Zaujímavé je, že koncentrácie Fe^{+++} s Al sú temer zhodné, s výnimkou hornín ílovitej povahy (keuper, gresten, lunz). Keď uvážime, že $Al(OH)_3$ i $Fe(OH)_3$ sú transportované za rovnakých podmie-



Obr. 11 Korelačný diagram Fe^{+++}/Al v sedimentoch zliechovskej série
 Fig. 11 Correlation diagram Fe^{+++}/Al in sediments of the Zliechov Series



Obr. 12 Korelačný diagram Al/Fe^{+++} v sedimentoch chočskej série
 Fig. 12 Correlation diagram Al/Fe^{+++} in sediments of the Choč Series

je viac ako pravdepodobné, že hlavnou formou prenosu Fe ako aj Al boi, koloidy (majú tiež rovnaký elektrický náboj). V súvislosti s tým treba dodať že s prírastkom Fe a Al v hornine sa obohacujú i asociácie mikroelementov a zvyšujú sa ich koncentrácie (adsorbcia).

Sledujúc cesty železa v sedimentoch zliechovskej a chočskej série (obr. 5, 6, 7, 8) vidíme, že stredný trias je vcelku veľmi chudobný na Fe^{+++} i Fe^{++} . Náhly elevačný skok nastáva až vo vrchnom triase zliechovskej série v karpatском keupri a v chočskej sérii v lunzských bridliciach. Sú to fácie bohaté na Fe, a to na Fe^{+++} . Takýto „príval“ Fe^{+++} (ako i Al) do sedimentačných panví vyvoláva otázku, či v tomto období v určitých areáloch na kontinente neprebíhalo alické zvetrávanie hornín. Je pozoruhodné, že pri vysokom obsahu Fe^{+++} majú keuperské bridlice pomerne nízky podiel Fe^{++} , na rozdiel od napr. stratigraficky skoro ekvivalentných lunzských bridlíc. Enormný obsah Fe^{+++} je príčinou červenohnedého až žltočerveného zafarbenia hornín keupru.

Polohy dolomitov medzi keuperskými bridlicami pochopiteľne zaznamenávajú menší obsah Fe. Prevaha je však opäť na strane Fe^{+++} (oxidické prostredie).

V réte až hetanži zliechovskej série už zaznamenávame zmenu sedimentačného prostredia. U železa sa to prejavuje prevahou Fe^{++} nad Fe^{+++} , čo poukazuje na redukčné prostredie v sedimentačnej panve. Značná bituminóznosť súvrstvia s prítomnosťou pyritu, ako aj množstvo zachovaných skamenelín (lumachely) podporujú tento názor. Naproti tomu rét-hetanž chočskej série nejaví tieto znaky sedimentačného prostredia. Ide skôr o horniny litologicky príbuzné so stredotriasovými vápencami.

Grestenské vrstvy množstvom akumulovaného železa predstavujú druhý

elevačný skok vo vývine zliechovskej série. Prírastok Fe opäť môžeme hodnotiť ako vplyv kontinentu (epeirogenetické pohyby). Na rozdiel od keuperských bridlíc grestenské bridlice nemajú už takú zjavnú prevahu Fe^{+++} nad Fe^{++} . Dokonca u vápнитých polôh prevažuje Fe^{++} nad Fe^{+++} . Fácia škvrnitých vápencov vrchného liasu má pomer $Fe^{+++} : Fe^{++}$ temer vyrovnaný. U doggerských vápencov tento pomer kolíše — vcelku zaznamenávame len slabú prevahu Fe^{+++} .

V chočskej sérii lias až dogger tvoria krinoidové vápence (fácia plytkovodného prostredia), v ktorých slabo prevažuje Fe^{+++} nad Fe^{++} . Celkový obsah Fe je v nich nízky. Sú to značne homogénne vápence.

V malme sú zliechovské vápence veľmi chudobné na železo. Naproti tomu v chočskej sérii malm tvorí fácia slienitejšieho charakteru, v ktorej sa spolu s Al zvyšuje i obsah Fe^{+++} . Je zaujímavé, že tak ako v keuperských bridliciach ani v malmských hľuznatých vápencoch značný prírastok Fe^{+++} nie je spojený s prírastkom Fe^{++} . Vysvetliť to možno tým, že hydroxidy Fe^{+++} (v koloidálnej forme) boli hlavnou formou prínosu Fe a boli zanesené do sedimentárnej panvy pomerne rýchlo. V malmských rádiolaritoch sa koncentrácie Fe^{+++} i Fe^{++} v oboch sériách líšia veľmi málo. Podobne je to i u titónsko-neokomských kremitých vápencov zliechovskej a chočskej série. V slienitých vápencoch aptu zaznamenávame však už opäť značný vplyv terigénneho materiálu (orogenetické kriedové procesy), čo sa prejavuje na koncentráciách $Fe^{+++}(Al)$ i Fe^{++} .

Akumulácia alkálií

Draslík a sodík ako ďalšie prvky z makroelementov v sedimentoch zliechovskej a chočskej série majú podobný vývoj ako alumínium. Vyplýva to z toho, že prevažná časť alkálií, hlavne však draslíka sa mineralogicky viaže na ílovité minerály.

Pri procesoch zvetrávania hornín je draslík a sodík prenášaný v podobe pravých roztokov (hlavne bikarbonátov), menej chloridov. Draslík na rozdiel od sodíka je už počas transportu zachytávaný ílovitými koloidmi, prevažná časť sodíka však prenikala v rozpustnej forme až do morských panví. Všeobecne sa usudzuje, že salinita morí a oceánov od archaika až dodnes má vzrastajúcu tendenciu práve zásluhou značnej rozpustnosti Na soli. Taktiež počas diagenetického štádia hlavná časť draslíka je „adsorbovaná“ ílovitými minerálmi (illit), sodík len v malej miere.

Th. G. Sahama — K. Rankama (1950) napr. udávajú, že vo vyvrelých horninách v svetovom meradle je v priemere 2,59 % K a 2,83 % Na. V ílovitých horninách, v ktorých sa sústreďuje hlavne masa alkálií, je 2,70 % draslíka a len 0,97 % sodíka. Rozdiel v Na je rozpustený vo vode.

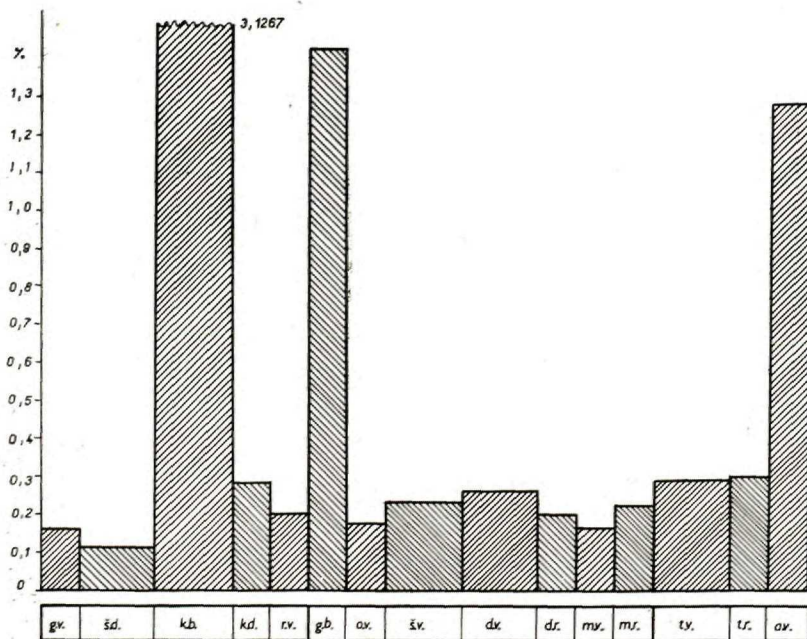
Pri sledovaní alkálií v horninách zliechovskej a chočskej série Strážovskej hornatiny môžeme vyčleniť dve skupiny facií:

1. faciie so značným obsahom ílovitých minerálov
2. faciie, kde ílovitá substancia tvorí podradnú zložku

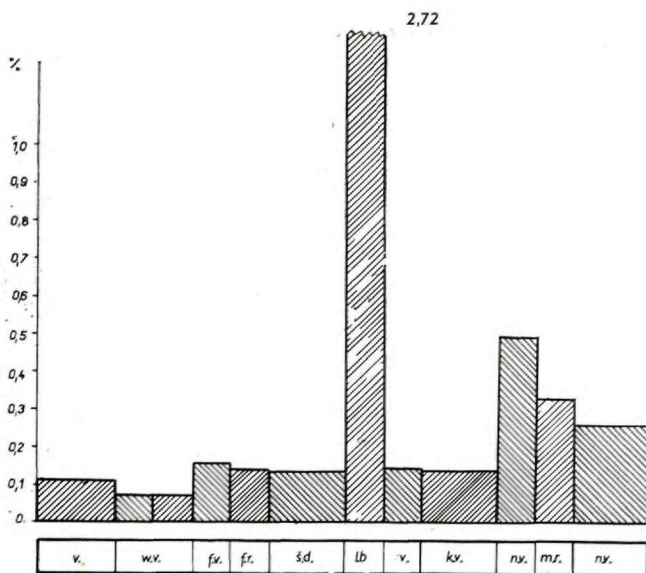
V prvých typoch hornín v zliechovskej sérii draslík zjavne prevažuje nad sodíkom (viď obr. 17) (keuperské bridlice, grestenské vrstvy, aptské slienité horniny). Zvlášť v keuperských bridliciach je pomer draslíka k sodíku ešte vyšší (v prospech K), ako to udávajú svetové hodnoty pre ílovité horniny. Ílovité horniny chočskej série majú však pomer draslíka k sodíku omnoho menší (lunzske bridlice; malmské hľuznaté vápence) viď obr. 18 (i v porovnaní so svetovým klarkom).

Rozdiely pomeru $K : Na$ v ílovitých horninách medzi oboma sériami možno vysvetliť už spomenutou rozdielnou vzdialenosťou sedimentačného prostredia od kontinentálneho prahu, ako aj rozličným petrografickým zložením primárnych hornín, z ktorých bol zanášaný materiál do morských panví.

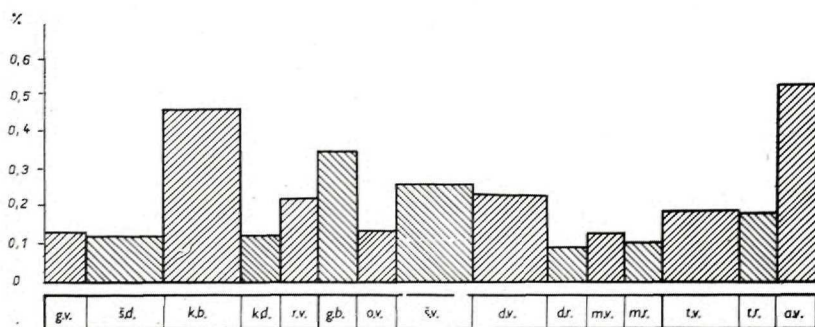
Zložitejšia je otázka pomeru $K : Na$ v druhej skupine facií (v rôznych stratigrafických a litologických typoch karbonátov). Tu pozorujeme, že pomer $K : Na$ sa približuje hodnote 1. Zaznamenávame dokonca i faciie, v ktorých sodík prevláda nad draslíkom. Medzi posledné patria karbonátové horniny



Obr. 13 Distribučné spektrum K v určujúcich faciách zliechovskej série
 Fig. 13 Distribution spectrum of K in the index faciies of the Zliechov Series



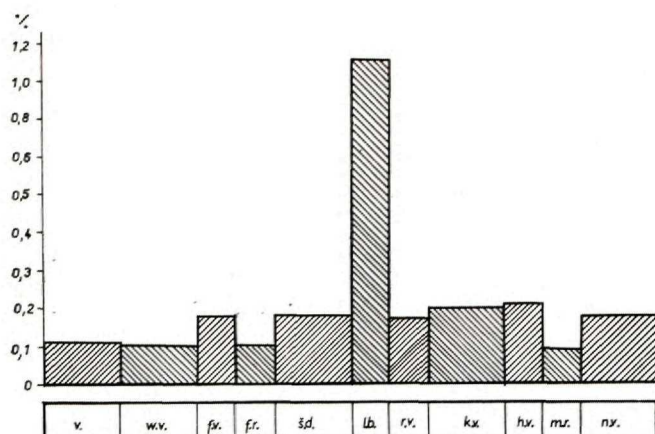
Obr. 14 Distribučné spektrum *K* v určujúcich fáciách chočskej série
 Fig. 14 Distribution spectrum of *K* in the index facies of the Choč Series



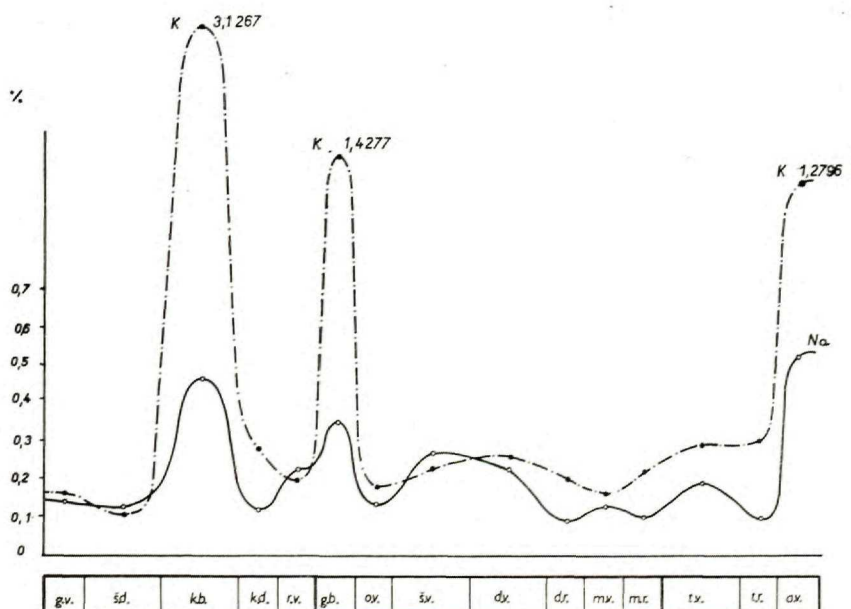
Obr. 15 Distribučné spektrum *Na* v určujúcich fáciách zliechovskej série
 Fig. 15 Distribution spectrum of *Na* in the index facies of the Zliechov Series

stredného triasu „en bloc“ zliechovskej i chočskej série (vynímajúc dolomity keupru), ďalej vápence rétu-hetanžu oboch sérií, škvrnité vápence vrchného liasu zliechovskej série a krinoidové vápence liasu-doggeru chočskej série.

Podľa uvedených výsledkov môžeme dedukovať, že v zliechovskej sérii od stredného triasu až do vrchného liasu a v chočskej sérii od stredného triasu až do doggeru, ak sedimentácia nebola priamo ovplyvnená prínosom detritického terigénneho materiálu, prevláda sodík nad draslíkom. Ďalší vývoj až po neokom je už v oboch sedimentačných panvách charakterizovaný prevahou draslíka nad sodíkom.

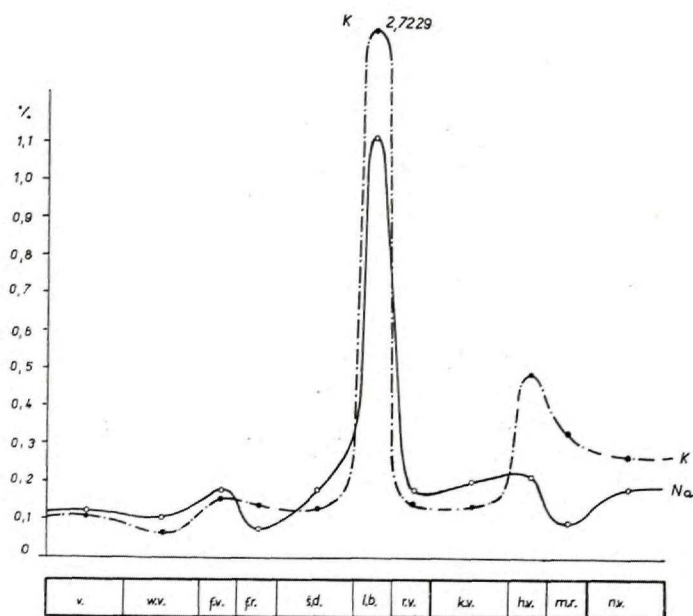


Obr. 16 Distribučné spektrum Na v určujúcich faciách chočskej série
 Fig. 16 Distribution spectrum of Na in the index facies of the Choč Series



Obr. 17 Korelačný diagram K/Na v sedimentoch zliechovskej série
 Fig. 17 Correlation diagram of K/Na in sediments of the Zliechov Series

Nájsť geochemické vysvetlenie pre tento zjav je dosť ťažké, je však možné, že to spôsobila rôzna mineralogická forma fľovitých minerálov (illit — montmorilonit) — (rôzna adsorbcia).



Obr. 18 Korelačný diagram K/Na v sedimentoch chočskej série
 Fig. 18 Correlation diagram of K/Na in sediments of the Choč Series

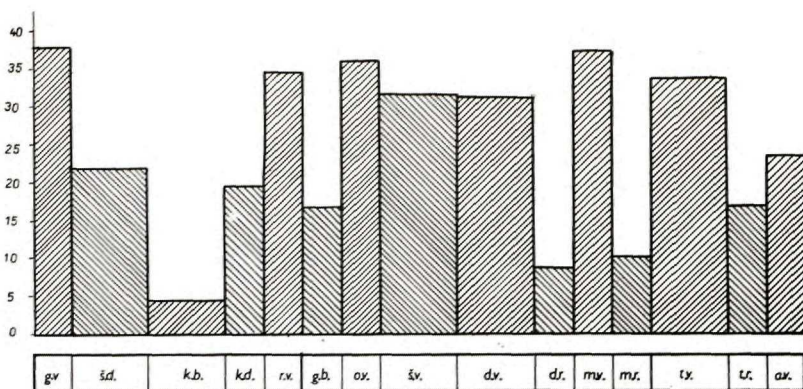
Akumulácia vápnika

Vápnik ako dominantný prvok väčšiny sedimentov Strážovskej hornatiny ovplyvňuje všetky fácie zliechovskej i chočskej série (vrátane slovutých hornín).

Väčšina vápnika sa do morských panví dostáva v podobe pravých roztokov — hlavne vo forme kyslého uhličitanu vápenatého. Na jeho vypadávanie z roztoku má vplyv predovšetkým také prostredie, ktoré odoberá z morskej vody CO_2 . Pôsobí pritom môže viacero faktorov, a to vplyv teploty morskej vody, hĺbka mora, alkalinita prostredia, vplyv organizmov — mikroorganizmov, planktónu. Celkove platí zásada, že čím viac je morské prostredie ochudobnené o voľný CO_2 , tým ľahšie vypadáva $CaCO_3$ z morskej vody v podobe vápniťého kalu.

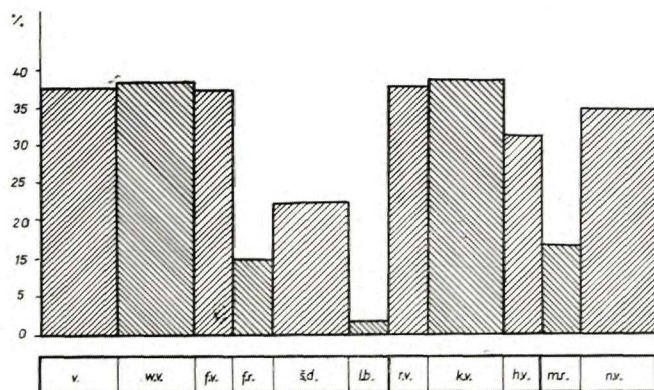
Môžeme konštatovať, že mezozoické sedimentárne panvy mali veľmi priaznivé podmienky pre vypadávanie $CaCO_3$. Nie je však jednoduché na základe geochemických štúdií zistiť hlavné vplyvy, ktoré zapríčinili vyzrážanie Ca-iónu z morskej vody. Viac by nám o tom pravdepodobne povedali izotopické rozborry vápnika v mezozoických karbonátoch.

Keď sledujeme obsahy $CaCO_3$ v horninách zliechovskej a chočskej série, zisťujeme, že Ca v chočských sedimentárnych panvách prevažuje. Zodpovedá to záverom pri posudzovaní Si, Al, Fe, K, Na, že chočská sedimentárna panva



Obr. 19 Distribučné spektrum Ca v určujúcich stratigrafických horizontoch zliechovskej série

Fig. 19 Distribution spectrum of Ca in the index stratigraphical horizons of the Zliechov Series



Obr. 20 Distribučné spektrum Ca v určujúcich faciách chočskej série

Fig. 20 Distribution spectrum of Ca in the index facies of the Choč Series

bola položená ďalej od kontinentálneho prahu, kde boli priaznivejšie podmienky na vyzrážanie CaCO_3 .

Z distribučných spektier Ca v oboch študovaných sériách (obr. 19, 20) vyplýva, že vápnik „en bloc“ medzi prvkami prevažuje. Dalo by sa hovoriť o určitej kontinuite vypadávaní CaCO_3 v sedimentačnom prostredí počas celého mezozoického obdobia. Možno predpokladať, že len v niektorých mezozoických stratigrafických obdobiach zatlačili ináč dominantnú Ca-karbonátovú sedimentáciu sekundárne vplyvy ako prínos terigénneho materiálu, enormné vypadávanie horčička a zvýšená životná aktivnosť rádiolarií.

Z porovnania grafov distribúcie vápnika s grafmi, kália, nátria a alumínia

vyplýva nepriamoúmerná závislosť medzi prírastkom flovitej zložky v prípade flovitých a slienitých facií a obsahom vápnika v nich.

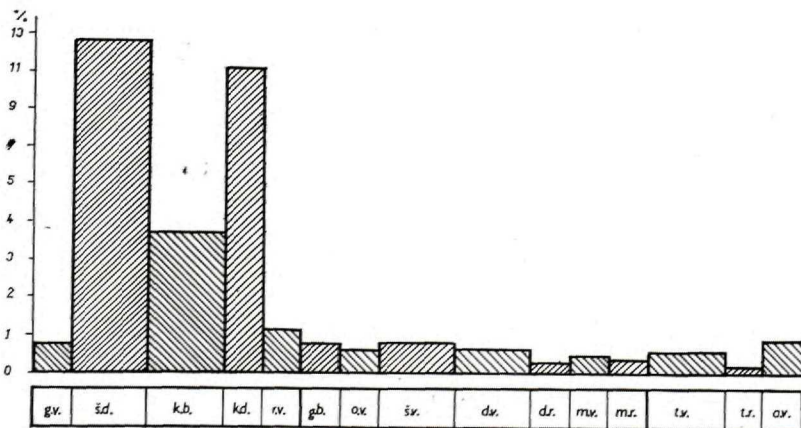
Akumulácia horčička

Najvyššie klarky horčička primárne zaznamenávame vo vyvrelých horninách a v tmavých mineráloch kyslých vyvrelých hornín. V nich treba hľadať i hlavný zdroj horčička, ktorý sa dostáva do morských panví.

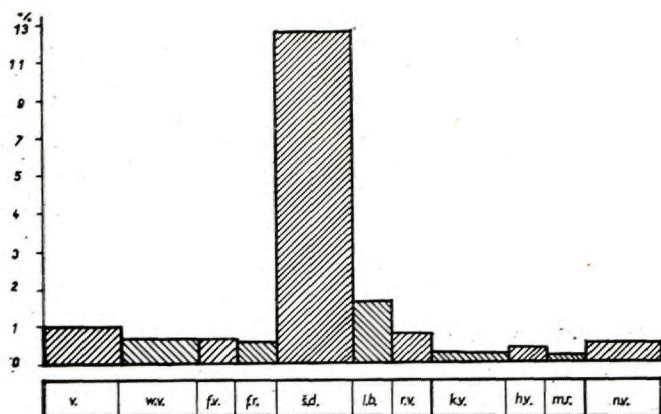
Zo sekundárnych sedimentárnych hornín sa horčičk najviac akumuluje v dolomitických horninách.

Horčičk je transportovaný do morských panví hlavne vo forme bikarbonátov, $MgCl_2$ a $Mg(OH)_2$ v podobe pravých i koloidálnych roztokov. V morských bazénoch horčičk na rozdiel od vápnika zostáva v prevažnej miere v rozpustnej forme v morskej vode. Treba zdôrazniť, že jestvuje omnoho menej organizmov, ktoré sú schopné zhromažďovať v svojich schránkach horčičk ako organizmov, ktoré zhromažďujú vápnik. Tu máme zároveň vysvetlenie, prečo je horčičk v morskej vode obsiahnutý vo väčšej miere ako vápnik (obsah Mg v mori stojí na druhom mieste hneď za Na).

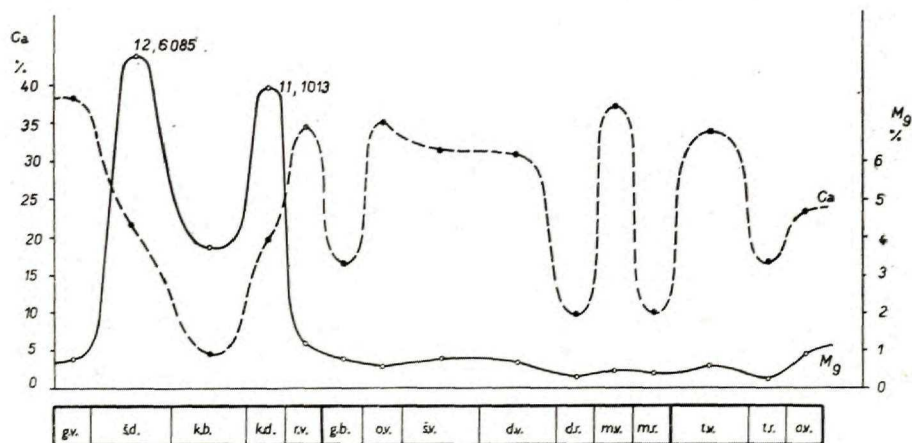
Z geochemického štúdia sedimentov zliechovskej i chočskej série (viď obr. 21, 22, 23, 24) vyplývajú zaujímavé závery. Začiatkom stredného triasu v oboch sériach sa koncentrácie Mg pohybujú len v medziach limitu (0,5–1 % Mg), rozhranie stredného triasu — vrchného triasu a obdobie vrchného triasu je už charakteristické veľkým nahromadením horčička. (Viď obsahy horčička v strednotriasových až vrchnotriasových dolomitoch zliechovskej série, v chočských dolomitoch, keuperských bridliciach, v keuperských polohách dolomitov a v lunzských bridliciach).



Obr. 21 Distribučné spektrum Mg v určujúcich faciách zliechovskej série
 Fig. 21 Distribution spectrum of Mg in the index facies of the Zliechov Series



Obr. 22 Distribučné spektrum Mg v určujúcich fáciách chočskej série
 Fig. 22 Distribution spectrum of Mg in the index facies of the Choč Series



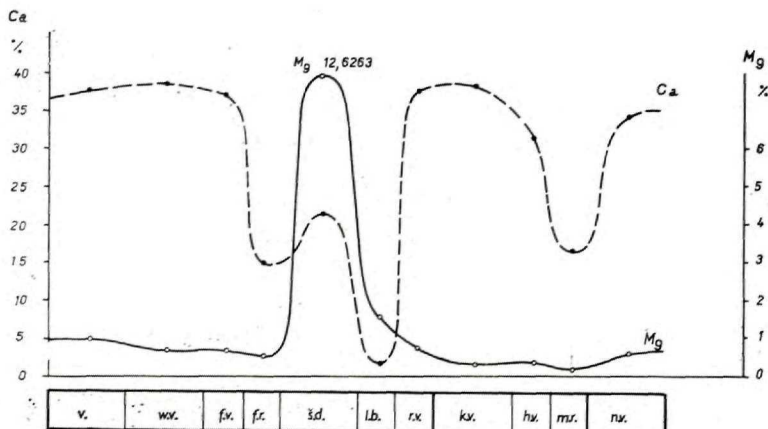
Obr. 23 Korelačný diagram Ca/Mg v sedimentoch zliechovskej série
 Fig. 23 Correlation diagram of Ca/Mg in sediments of the Zliechov Series

Takáto geochemická Mg -anomália sa v žiadnom útvare oboch sérií viac nevyskytuje.

Sedimenty rétu- hetanžu sú len doznievaním tejto Mg -anomálie a stratigraficky vyššie horizonty až po nekom už obsahujú iba pôvodný stav horčíka z obdobia začiatku stredného triasu (koncentrácie horčíka sa pohybujú opäť len v medziach 0,5–1 %).

Z porovnania korelačných kriviek (Mg/Ca) zistíme, že ich paragenetické vzťahy sú minimálne, teda zákonitosti sedimentácie vápnika sa nezhodujú so zákonitosťami sedimentácie horčíka.

Vysvetlenie genézy Mg -anomálie v strednotriasových a vrchnotriasových sedimentoch zatiaľ presne nepoznáme. Znova pripomínáme, že v morských



Obr. 24 Korelačný diagram Ca/Mg v sedimentoch chočskej série
 Fig. 24 Correlation diagram of Ca/Mg in sediments of the Choč Series

bazénach sa koncentrácie Mg postupne s časom v každom geologicky mladšom období zvyšovali, čiže môžeme dedukovať, že horčík bol prítomný v dostatočnom množstve počas celého mezozoického sedimentačného obdobia.

Prečo bolo teda pre akumuláciu horčíka priaznivé práve obdobie stredný — vrchný trias? A ďalej, prečo vznikajú také homogénne dolomity vo veľkých areáloch, v chočskej a križňanskej sedimentačnej panve? Vznik týchto sedimentov mohol podmieniť špecifický organický život v tomto období. Veď je známe, že niektoré druhy morských rias (almea) môžu nahromadiť až 25 % $MgCO_3$. Menšie množstvo Mg obsahujú i niektoré druhy foraminifer. Ako ukázali štúdiá J. Bystrického (1964), v stredno-vrchnom triase Karpát skutočne došlo k regionálnemu rozšíreniu rias. Je teda možné, že práve niektoré druhy týchto rias, ktoré ešte dobre nepoznáme, boli spolusprostredkovateľmi pri vyzrážaní rozpustenej formy horčíka z morskej vody. V procese diagenézy na morskom dne mohol $CaCO_3$ zreagovať s $MgCO_3$ a vytvoril dolomitické horniny. Podľa experimentálnych údajov N. M. Strachova (1958) sa takýto proces dolomitizácie môže uskutočniť vo vysoko alkalickom prostredí (hodnoty pH — 8,3).

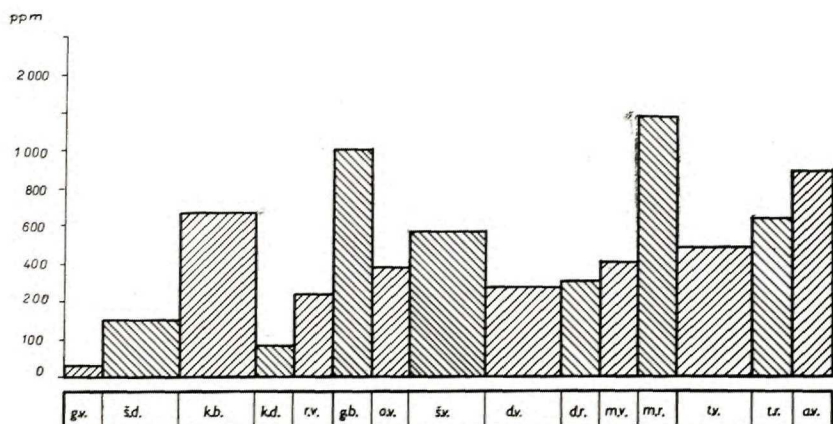
Mangán

Mangán patrí medzi horninové elementy, ktoré ležia na hranici makroprvkov a mikroprvkov. Geochemicky patrí do skupiny prvkov Fe — radu. Dvojmocný mangán je schopný v horninách zastupovať Fe^{++} i Mg (približne zhodné polomery iónov). Vo vodnom prostredí sa Mn vyskytuje väčšinou ako $Mn(HCO_3)_2$, MnO_2 , príp. $Mn(OH)_4$. Na jeho vypadávanie z roztoku má značný vplyv redox-potenciál v sedimentačnej panve (redukčnosť prostredia).

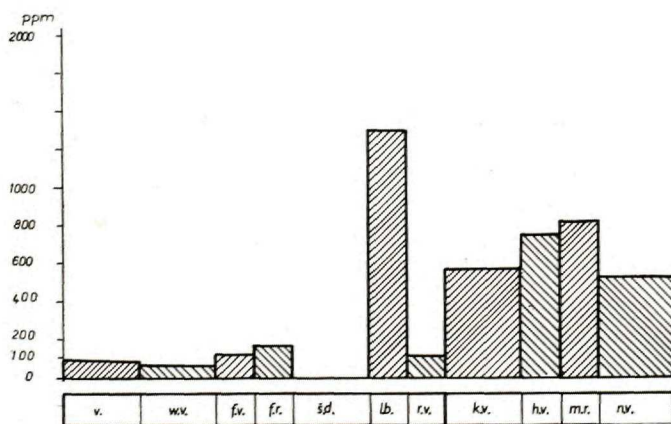
Horniny zliechovskej a chočskej série sa podstatne líšia akumuláciou mangánu, väčšie množstvo obsahujú sedimenty zliechovskej série (viď obr. 25, 26). Najvyššie koncentrácie mangánu majú ílovité, prípadne slienité horizonty.

V oboch sériách nachádzame spočiatku iba nepatrné množstvo Mn v strednotriasových vápencoch. Prínosom terigénneho materiálu do oboch morských panví (keuper — lunzské bridlice) sa zvýšil i obsah mangánu v týchto ílovitých fáciách.

Sedimenty rétu-hetanžu oboch sérií sa obsahom mangánu tiež líšia (prírastok Mn badať v zliechovskej sérii). V grestenských vápniťých bridliciach zliechovskej série mangán koreluje s Fe^{+++} i s Fe^{++} (viď obr. 9, 10). Podobne je to i v ke-



Obr. 25 Distribučné spektrum Mn v určujúcich fáciách zliechovskej série
Fig. 25 Distribution spectrum of Mn in the index facies of the Zliechov Series



Obr. 26 Distribučné spektrum Mn v určujúcich fáciách chočskej série
Fig. 26 Distribution spectrum of Mn in the index facies of the Choč Series

uperských bridliciach, malmských hľuznatých vápencoch a aptských slienitých vápencoch. Sedimenty vrchného liasu a doggeru zliechovskej i chočskej série majú obsah mangánu temer rovnaký. Vyššia akumulácia Mn je až v malme, a to v červených hľuznatých vápencoch chočskej série (súvisí to s celkovým prírastkom Fe do chočskej sedimentačnej panvy).

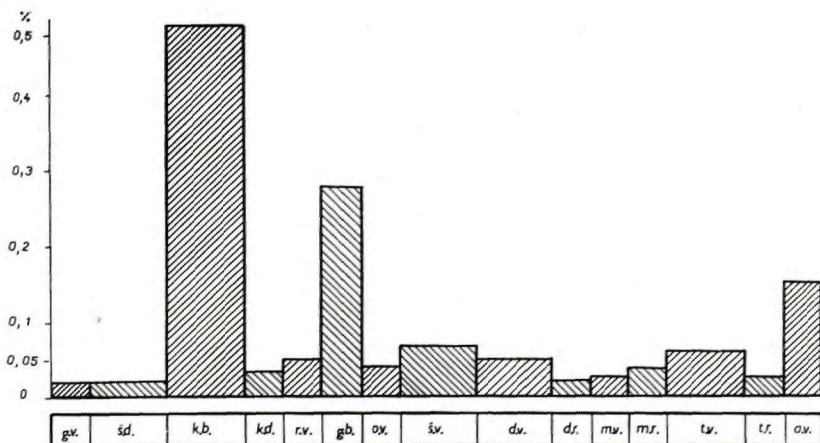
Nevysvetlené zostávajú veľmi vysoké koncentrácie mangánu v malmských rohovcoch zliechovskej série (sú tu najvyššie hodnoty z hornín oboch sérií). Podľa C. W. Corrensa (1941) diatomaceá majú schopnosť na svojom povrchu adsorbovať Mn a Fe⁺⁺. Nie je známe, či takúto schopnosť nemajú i radiolárie. Spôsobí to mohli i výrony podmorských hydrotermálnych vôd v malme.

Svetlé vápence titónu-neokómu oboch sérií sa obsahom mangánu líšia len veľmi málo. V apte sa s prírastkom terigénneho materiálu zväčšuje i obsah mangánu.

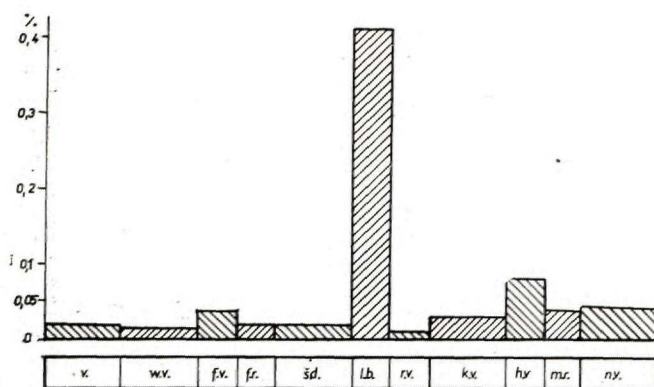
Na záver hodnotenia obsahu mangánu treba dodať, že je to prvok, ktorý má veľmi pestrú škálu geochemických a mineralogických foriem vystupovania a akumulácie. Formy jeho výskytu by si v každej litofácii vyžadovali osobitné geochemické štúdie. Z týchto dôvodov sa ani nesnažíme detailnejšie hodnotiť jeho geochémiu v horninách Strážovskej hornatiny.

Titán

Titán je ďalší element Fe-radu. Do sedimentačných panví sa poväčšinou dostáva ako reziduálny produkt vo forme ilmenitu, rutilu, brookitu, titáno-magnetitu a ďalších Ti-minerálov. Len v malej miere ako hydroxid Ti⁺⁴, kedy asociuje s Fe⁺⁺.



Obr. 27 Distribučné spektrum *Ti* v určujúcich fáciách zliechovskej série
Fig. 27 Distribution spectrum of *Ti* in the index facies of the Zliechov Series



Obr. 28 Distribučné spektrum Ti v určujúcich faciách chočskej série
 Fig. 28 Distribution spectrum of Ti in the index facies of the Choč Series

Vzhľadom na tieto jeho mineralogicko-geochemické zvláštnosti a osobitnú formu prenášania sú odlišné i vzťahy k ostatným prvkom. Na obr. 27, 28 vidíme, že s prínosom terigénneho materiálu do sedimentárnej panvy vzrastá i obsah Ti v sedimentoch (porovnaj s krivkami Fe , Al).

V ostatných karbonátových faciách sa obsah titánu zliechovskej i chočskej série líši len málo. Pohybuje sa väčšinou len v rozmedzí limitu.

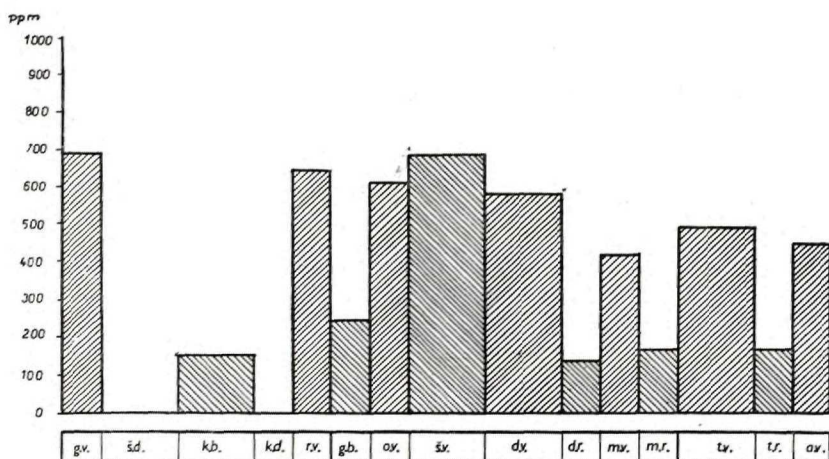
Stroncium

Stroncium patrí v sedimentárnych horninách už medzi typické stopové prvky. Do morských panví sa dostáva zvetrávaním živcov a zástupcov živcov z magmatických a metamorfovaných hornín. V týchto podmienkach je Sr stálym spoločníkom Ca -iónu, s ktorých má podobné geochemické vlastnosti. V menšej miere je schopný zastupovať i K -ión. Mineralogické formy Sr sú veľmi zriedkavé. Vo vodnom prostredí migruje podobne ako vápnik v podobe bikarbonátov, menej ako chlorid a sulfát. Pri sedimentácii v morských bazénoch však úplne nesleduje cesty vápnika, ale časť Sr ostáva v rozpustnej forme v morskej vode (K. K. Kulp 1956). Diadochia Ca/Sr pri nižších teplotách nie je totiž dokonalá.

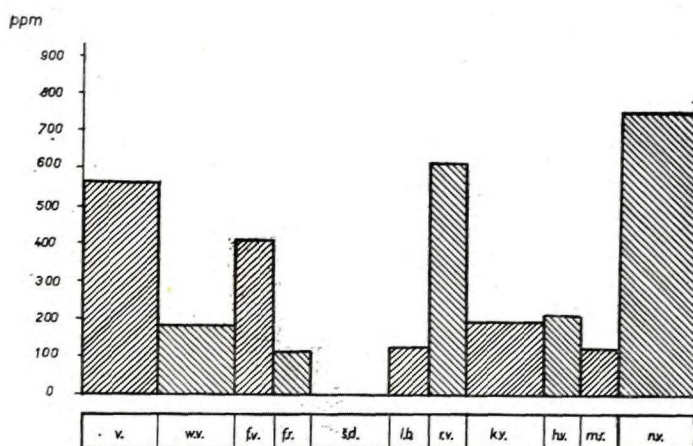
Vzťah Ca/Sr a teploty používajú niektorí autori ako kritérium na zisťovanie „paleoklimatických“ i batýálnych podmienok v sedimentačných panvách v jednotlivých geologických obdobiach. Toto kritérium však neplatí úplne.

Na druhej strane sa zistilo, že izomorfia Ca/Sr je tiež závislá od typu štruktúrnej mriežky $CaCO_3$. Aragonitová forma $CaCO_3$ je vhodnejšia pre izomorfnú zmenu Ca/Sr než kalcitová forma $CaCO_3$.

Keď sledujeme distribúciu stroncia v horninách zliechovskej a chočskej



Obr. 29 Distribučné spektrum Sr v určujúcich fáciách zliechovskej série
 Fig. 29 Distribution spectrum of Sr in the index facies of the Zliechov Series

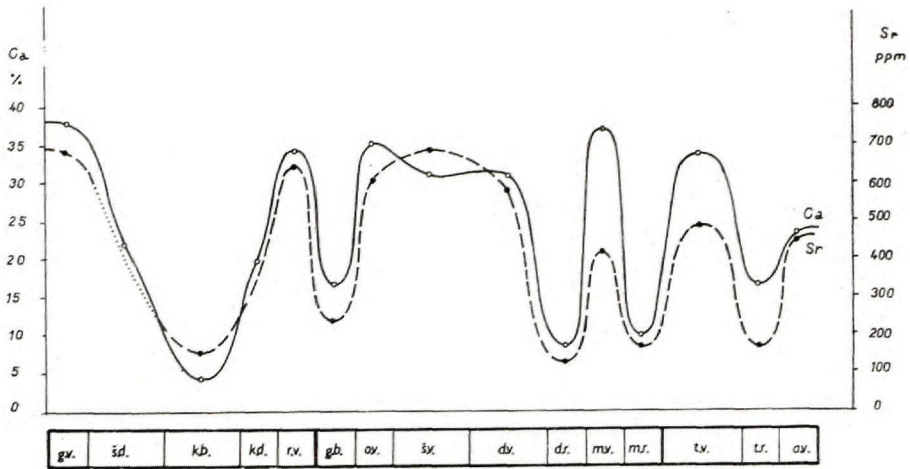


Obr. 30 Distribučné spektrum Sr v určujúcich fáciách chočskej série
 Fig. 30 Distribution spectrum of Sr in the index facies of the Choč Series

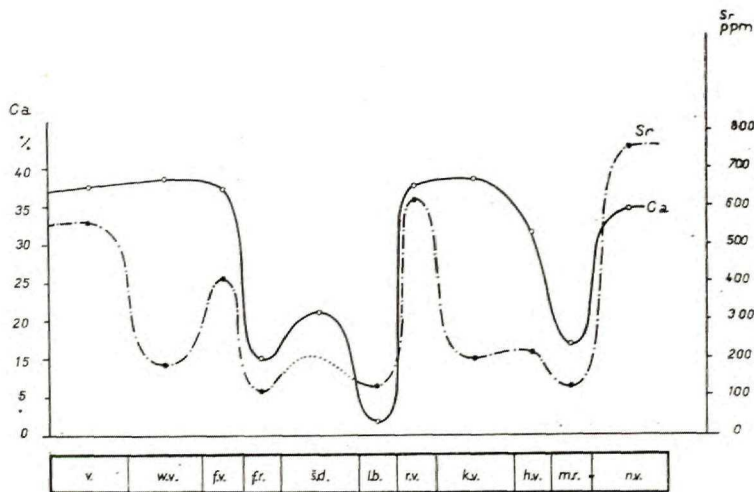
série (viď obr. 29, 30), dospejeme k záveru, že jeho výskyt nie je vo všetkých fáciách závislý od obsahu Ca v hornine. Ovpływujú ho pravdepodobne faktory, ako mineralogická forma karbonátov, špecifické procesy diagenézy v jednotlivých geologických obdobiach, zmeny koncentrácií Sr v morskej vode a ďalšie.

Celkove korelácia Sr s Ca je dobre viditeľná v horninách zliechovskej série (obr. 31).

Disharmónia medzi Ca/Sr vyniká zasa obzvlášť medzi fáciami chočskej



Obr. 31 Korelačný diagram Ca/Sr v sedimentoch zliechovskej série
 Fig. 31 Correlation diagram of Ca/Sr in sediments of the Zliechov Series



Obr. 32 Korelačný diagram Ca/Sr v sedimentoch chočskej série
 Fig. 32 Correlation diagram of Ca/Sr in sediments of the Choč Series

série. Napríklad v krinoidových vápencoch jury chočskej série, kde by sme mali predpokladať teplé more menších hĺbok, teda i zvýšenú izomorfiu stroncia s vápnikom, zisťujeme práve naopak veľmi nízky obsah Sr.

Podobne nepoznáme vysvetlenie, prečo strednotriasové svetlé vápence chočskej série, u ktorých možno predpokladať vyzrážanie $CaCO_3$ za pomoci rias, teda kde môžeme tiež predpokladať malé hĺbky mora, majú veľmi nízky obsah stroncia, hoci sú to najčistejšie vápence medzi mezozoickými horninami.

Nie je jednoduché vysvetliť tieto javy, v každom prípade bude to pravdepodobne pôsobiť celý komplex príčin. Jednu z hlavných príčin vidíme v špeciálnych podmienkach diagenézy a v primárnej mineralogickej forme karbonátov. Nepredpokladáme, že by sa koncentrácie Sr v morskej vode podstatnejšie menili počas sedimentácie v stratigraficky blízky horninách.

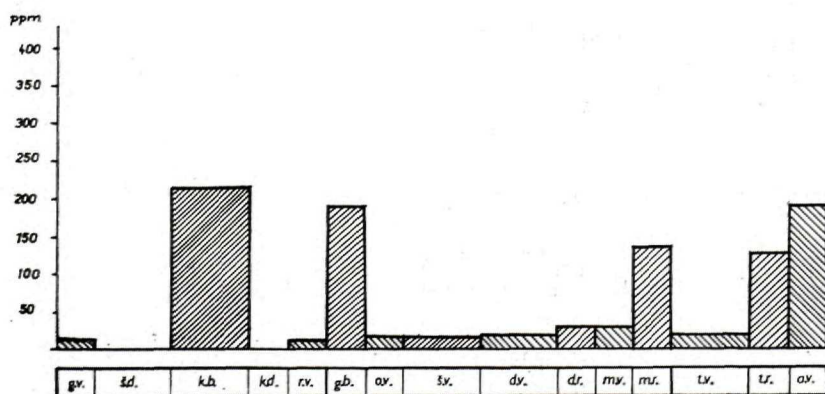
Báryum

Báryum sa pri procesoch zvetrávania magmatických hornín (hlavne živcov a zástupcov živcov) do morských panví dostáva prevažne buď v bikarbonátovej alebo sulfátovej podobe. Geochemicky je príbuzné s draslíkom. Asociácia bárya s Ca-iónom je zriedkavá. Počas migrácie vo vodnom prostredí býva často zadržovaný koloidmi a hydroxidmi, a preto na rozdiel od stroncia býva v morských bazénoch dokonale adsorbovaný. (Jeho koncentrácie v morskej vode sú len stopové).

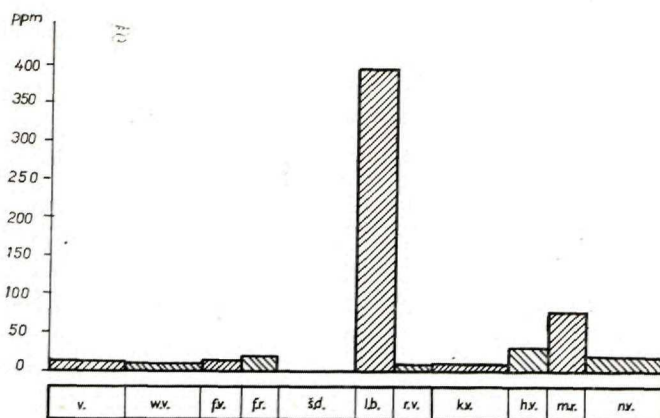
Ako vidieť z distribučných spektier bárya (obr. 33, 34) v zliechovskej i chočskej sérii — Ba sa v skutočnosti v Ca-karbonátoch vyskytuje vo veľmi malom množstve — sú to len stopové koncentrácie. Omnoho výraznejšie sa prejavuje v slieňitých a bridličnatých súvrstviach (keuper, lunz, apt, gresten).

Keď porovnáваме korelačné diagramy (obr. 35, 36) Al/Ba/K, pozorujeme jednak vzťahy bárya s K-iónom (izomorfia), jednak paragenetickú koreláciu s Al. Je zaujímavé, že pomer Al : Ba má temer stále hodnotu 200 : 1 (adsorbcia ílovitými minerálmi).

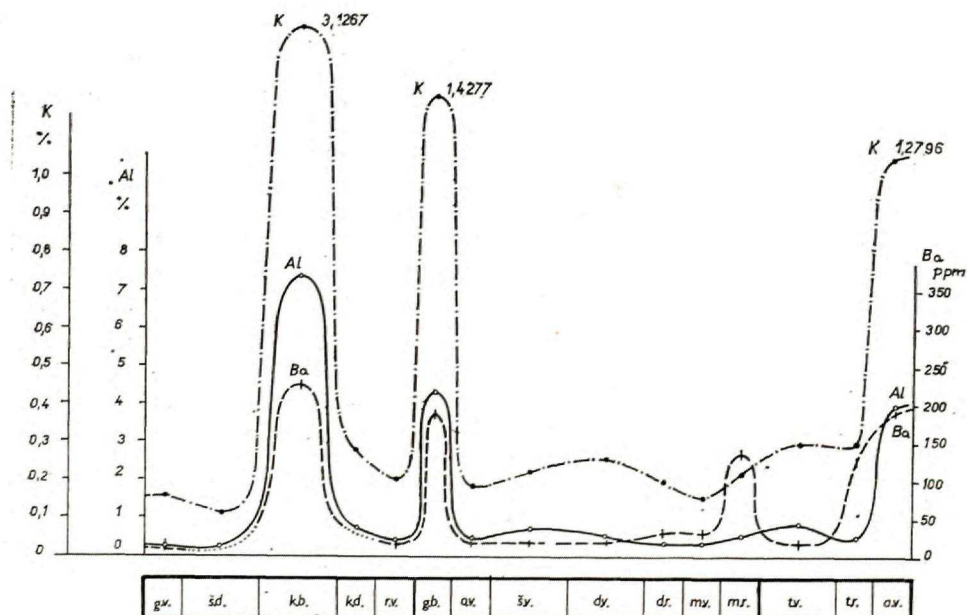
Výnimku z týchto zákonitostí tvoria rohovce doggeru a malmu. Najmä malmské rádiolarity obsahujú zvýšené koncentrácie bárya. Podľa geochemic-



Obr. 33 Distribučné spektrum Ba v určujúcich fáciách zliechovskej série
Fig. 33 Distribution spectrum of Ba in the index facies of the Zliechov Series

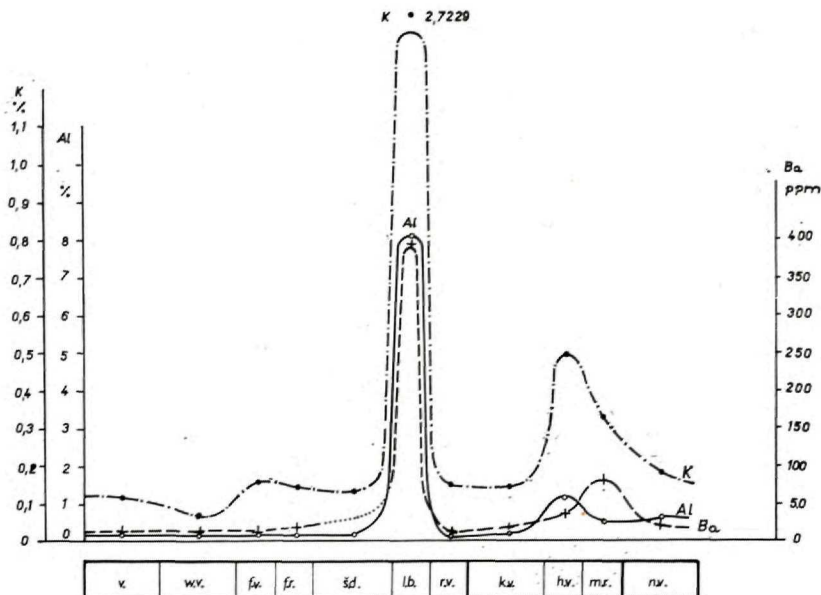


Obr. 34 Distribučné spektrum *Ba* v určujúcich faciách chočskej série
 Fig. 34 Distribution spectrum of *Ba* in the index facies of the Choč Series



Obr. 35 Korelačný diagram $K/Ba/Al$ v sedimentoch zliechovskej série
 Fig. 35 Correlation diagram of $K/Ba/Al$ in sediments of the Zliechov Series

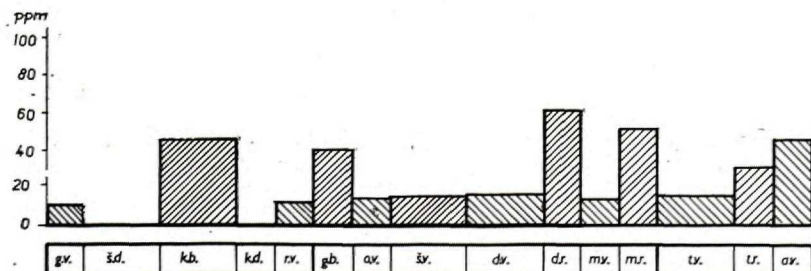
kých štúdií malmských rádiolaritov majú tieto horniny špecifickú genézu. Možno predpokladať, že boli ovplyvnené hydrotermálnymi roztokmi v podmorských sedimentačných panvách.



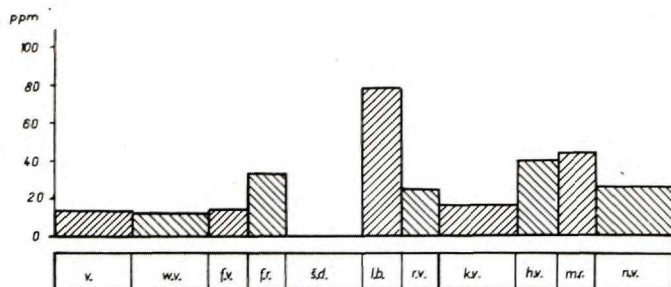
Obr. 36 Korelačný diagram $K/Ba/Al$ v sedimentoch chočskej série
 Fig. 36 Correlation diagram of $K/Ba/Al$ in sediments of the Choč Series

Meď

Meď je vo väčšine hornín všeobecne rozšíreným prvkom. Jej zvýšené koncentrácie v horninách sú však viazané na špecifické genetické podmienky. Hlavná masa Cu vo vyvrelých horninách sa viaže v sulfidickej forme (E. B. Sandell — S. S. Goldich (1943). Je to rýdzo chalkofilný element. V menšej miere je meď schopná zastupovať izomorfne Fe^{+2} (zhodnosť polomerov — iónov — 0,83 KX) a tiež Mg^{+2} . V procesoch zvetrávania sa pôvodné sulfidy Cu menia na rozpustné sulfáty a hydroxidy a v takejto forme migrujú do morských



Obr. 37 Distribučné spektrum Cu v určujúcich fáciách zliechovskej série
 Fig. 37 Distribution spectrum of Cu in the index facies of the Zliechov Series

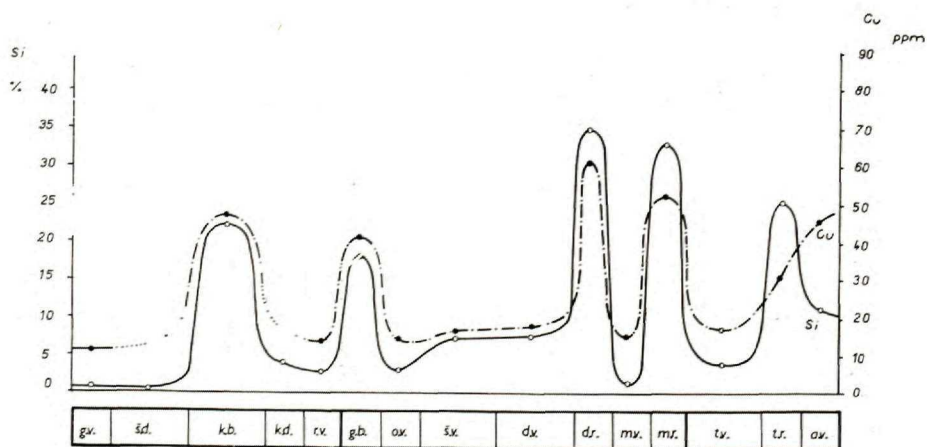


Obr. 38 Distribučné spektrum Cu v určujúcich faciách chočskej série
 Fig. 38 Distribution spectrum of Cu in the index facies of the Choč Series

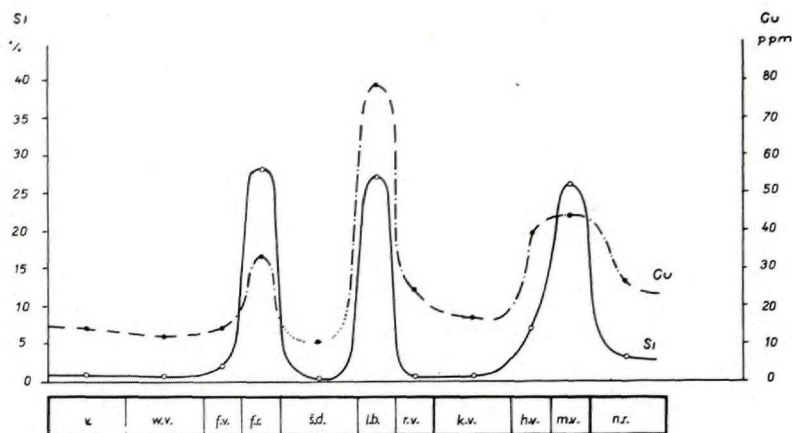
panví. V morských bazénoch majú pre vyzrážanie rozpustných solí Cu priaznivé podmienky také prostredia, kde sú redukčné podmienky a dostatok bituminózných látok. Tu sa rozpustné soli medi znovu menia na sulfidickú alebo elementárnu formu Cu. Tiež sedimentárne polohy obohatené o mangán majú v niektorých prípadoch zvýšený obsah Cu.

Štúdiom distribúcie medi v horninách zliechovskej a chočskej série prichádzame k veľmi zaujímavému uzáveru. Porovnaním koncentrácií medi v jednotlivých litofáciách s ostatnými prvkami spektra zisťujeme priamu závislosť obsahu Cu na Si. Táto závislosť je ešte výraznejšia pri silicitoch (dogger, malm) — (viď obr. 39 a 40). V porovnaní s uvedenými geochemickými vlastnosťami medi závislosť Si/Cu má trochu odlišný charakter, ale bezpochyby si zasluhuje, aby sme na ňu upozornili.

Na korelačných diagramoch Si/Cu jasne vidieť, že facié so zvýšeným obsa-



Obr. 39 Korelačný diagram Si/Cu v sedimentoch zliechovskej série
 Fig. 39 Correlation diagram of Si/Cu in sediments of the Zliechov Series



Obr. 40 Korelačný diagram Si/Cu v sedimentoch chočskej série
 Fig. 40 Correlation diagram of Si/Cu in sediments of the Choč Series

hom kremíka majú i zvýšený obsah medi. (Výnimku tvorí len apt zliechovskej série).

Na korelačných diagramoch Si/Cu jasne vidieť, že fácie so zvýšeným obsahom kremíka majú i zvýšený obsah medi. (Výnimku tvorí len apt zliechovskej série).

O priamej geochemickej príbuznosti Si a Cu-iónov nemôžeme hovoriť, ale tento zjav korelácie Si/Cu je pravdepodobne spôsobený adsorbčnou schopnosťou Si-koloidov. Koloidy kremíka terigénneho pôvodu, ako aj koloidy kremíka organogénneho pôvodu v morskom prostredí nesú negatívny elektrický náboj. Na druhej strane je meď silne elektropozitívna — čím možno vysvetliť práve vzájomnú príťažlivosť a adsorbicciu. Po vyzrážaní koloidov (v gely) je asociácia Cu/Si už predurčená chemickými vlastnosťami predchádzajúceho koloidálneho štádia.

Táto korelačná závislosť Si/Cu je veľmi výrazná najmä pri silicitoch, kde kremík bol vyzrážaný biochemickou cestou.

Chróm nikel, olovo, striebro

Tieto posledné štyri stopové prvky, stanovené kvantitatívnu spektrálnou analýzou v horninách mezozoika zliechovskej a chočskej série, majú len veľmi malý geochemický význam. Ich koncentrácie sa pohybujú poväčšine v limitoch na hranici citlivosti analytickej metódy.

Spomedzi týchto prvkov jedine chróm má čiastočne zvýšenú koncentráciu, a to v keuperských bridliciach a lunszkých bridliciach — teda vyššia koncentrácia je spôsobená prínosom terigénneho materiálu. O niečo menej chrómu

zaznamenávame tiež v grestenských vápnitých bridliciach a v apte (geochemicky chróm vykazuje veľkú príbuznosť s Al a Fe^{+++}).

Zaujímavé je zvýšenie obsahu chrómu v malmských rádiolaritoch — čo opäť poukazuje na špecifickú genézu týchto hornín. Nikel, olovo a striebro netvorí v sedimentárnych mezozoických horninách žiadne výrazne anomálie.

Prvky doplňujúceho spektra

Okrem prvkov stanovených kvantitatívnou spektrálnou analýzou boli kvalitatívnou, spektrálnou analýzou zachytené v niektorých faciách ďalšie prvky, predovšetkým B, Zr, Sc, Y, Yb, Zn, Mo, Ga, Bi.

Stabilné uvedené prvky vo faciách mezozoika však neboli zistené.

U bóru je pozoruhodné, že sa pravidelne vyskytuje v silicitoch a ílovitých horninách. Vo vápencoch a dolomitoch sa bór vyskytuje len ojedinele a v najnižších koncentráciách. Všeobecne o bóre platí, že pre svoj malý polomer iónu (0,20 KX) majú jeho soli a zlúčeniny značnú migračnú schopnosť. Väčšina bóru je zanášaná poväčšinou v rozpustnej forme (kyselina bóritá, poprípade rozpustné boráty) až do mora. V mori jeho koncentrácie narastajú postupne s geologickými obdobiami (Th. G. Sahara — K. Rankama 1950). Geochemické výsledky získané z mezozoických facií nám poukazujú na určité korelačné vzťahy bóru s kremíkom a alumíniom.

Zirkónium v sedimentoch poväčšine býva prítomné v podobe klastických komponentov. V menšej miere je Zr^{+4} schopné zastupovať Si^{+4} . Výsledky vyplývajúce z geochemických štúdií vo faciách zliechovskej a chočskej série nám poukazujú na podobné genetické podmienky. Zirkónium sa stabilne vyskytuje jedine v sedimentoch terigénneho pôvodu a v silicitoch. Vo vápencoch a dolomitoch sa nachádza iba ojedinele.

Gálium — je typický sprievodný prvok alumosilikátov — kde izomorfne zastupuje Al. V horninách zliechovskej a chočskej série sa viaže výlučne na ílovité horniny terigénneho pôvodu.

Ostatné prvky doplňujúceho spektra Y, Yb, Sc, Zn a Mo, Bi sa nevyskytujú stabilne v žiadnej facií zo študovaných sérií. Jedine u zinku je pozoruhodné, že sa v zvýšenej miere sústreďuje v lunzských bridliciach a v karbonátoch stredného triasu chočskej série. Miestami s ním asociuje Bi a Mo. Teoreticky by sa mohlo uvažovať o lokálnom prívode hydrotermálnych roztokoch do chočskej sedimentačnej panvy.*

* Približne časove zhodné keuperské bridlice tieto asociácie hydrotermálnych prvkov neobsahujú.

Záver

Záverom tejto práce by som chcel poukázať na niektoré aspekty regionálneho charakteru, ktoré vyplynuli z celkového geochemického štúdia určujúcich stratigrafických hornín zliechovskej a chočskej série a ich vzájomného porovnanie.

Na základe týchto štúdií sa ukázalo, že sedimentologicko-geochemické podmienky v zliechovskej sedimentačnej panve boli počínajúc od rozhrania stredného a vrchného triasu až po neokom (exkluzíve) značne odlišné od sedimentačno-geochemických podmienok v chočských sedimentárnych panvách. Prínosový materiál v nich nebol totožný. Predpokladáme, že v rôznych obdobiach (viď v práci) vznikali kordilierové pásma a zliechovská a chočská sedimentácia prebiehala v rôznej vzdialenosti od kontinentálneho prahu. Obe sedimentačné oblasti museli byť pôvodne od seba značne vzdialené najmenej niekoľko desiatok km.

Z toho vyplýva, že dnešné tektonické zblíženie sedimentov zliechovskej a chočskej jednotky môže byť skutočne interpretované v zmysle príkrovovej teórie stavby Karpát, pričom môžeme predpokladať, že dochádzalo k pohybom na značnú vzdialenosť.

Do tlače odporučil E. Mechaček

Literatúra

- ANDRUSOV, M. 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — KUTHAN, M. 1947: Podrobná geologická mapa, list Rajec. Praha.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Bratislava.
- CAMERON, E. M. 1965: Application of geochemistry to stratigraphic problems in lower cretaceous of western Canada. Bull. of Amer. ass. of Petroleum Geologist. Ottawa.
- CAMERON, E. M. 1966: A geochemical method of correlation for the lower cretaceous strata of Alberta. Bull. 137 of Geolog. survey of Canada. Ottawa.
- CLOUD, S. 1962: Behaviour of calcium carbonate in sea water. Geochimica et cosmochimica acta, vol. 26. Oxford.
- CORRENS, C. W. 1941: Beiträge zur Geochemie des Eisens und Mangans. Nachrichten Akad. Wiss. Göttingen.
- ČUCHROV, F. V. 1959: Koloidy v zemnej kore. Moskva.
- DEGENHARD, H. 1957: Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkonium in der Lithosphäre. Geochim. et Cosmoch. acta 11/4. Oxford.
- GERASIMOVSKIJ, V. I. — LEBEDEV, V. I. 1958: O sootnošenii stroncia i kalcia v porodach Lovoterskogo masiva. Geochimija 6. Moskva.
- GRAF, D. L. 1962: Minor element distribution in sedimentary carbonate rocks. Geochimica et cosmochimica acta vol. 26. Oxford.
- HANÁČEK, J. 1972: Litologicko-stratigrafická a geochemická charakteristika triasových karbonátových súvrství chočského a strážovského príkrovu v sv. časti Strážovskej

- hornatiny medzi Mojtínom a Fačkovom. Záverečná správa, Archív GÚDŠ. Bratislava.
- CHILINGAR, G. V. 1956b: Relationship between Ca/Mg ratios and geologic age. Bull. A. A. P. G. č. 40. New York.
- INGERSON, E. 1962: Problems of the geochemistry of sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et cosmochimica acta* vol. 26. Oxford.
- IVANOV, M. 1969: Záverečná správa o geochémii krížnanskej a chočskej jednotky Strážovskej hornatiny. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- IVANOV, M. 1972: Litologický a geochemický výskum karpatského keupru krížnanskej jednotky v pohoriach Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovská hornatina, Trábeč, Malá Fatra a Ždiár. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. — MAHEL, M. 1959: Sedimentárno-petrografický výskum mezozoika Inovca a Strážovskej hornatiny. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- KULP, K. K. 1956: The geochemistry of Strontium. *Geochimica et Cosmochimica acta* 10/5—6. Oxford.
- MAHEL, M. 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ 14. Bratislava.
- MAHEL, M. 1948: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce ŠGÚ 17. Bratislava.
- MAHEL, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. práce, r. 51. Bratislava.
- MAHEL, M. 1962: Niekoľko nových poznatkov z chočskej jednotky Strážovskej hornatiny. Geol. práce 25—26. Bratislava.
- MAHEL, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, list Žilina. Bratislava.
- MAHEL, M. — KUTHAN, M. 1947: Geologická mapa list Zliechov. Praha.
- MIŠÍK, M. 1964: Litofaciálne štúdia liasu Veľkej Fatry. Zborník geol. vied, sv. 1. Bratislava.
- MIŠÍK, M. 1966: Mikrofácie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát Bratislava.
- PUSTOVALOV, L. V. 1952: O puťach podchoda k izučeníju i glavnejšich zadačach isledovania osadočnych porod. Izv. AN ZSSR Moskva.
- RANKAMA, K. — SAHAMA, Th. G. 1950: Geochimistry. Chicago.
- SANDELL, E. B. — GOLDICH, S. S. 1943: The rarer metallic constituents of some American igneous rocks. *American Geol. journal* N. 5.
- SAUKOV, A. A. 1950: Geochimija. Moskva.
- STRACHOV, N. M. 1947: K poznáníju zakonomernostej mechanizma morskoj sedimentácii — Čornoje more. Izv. AN ZSSR. Moskva.
- STRACHOV, N. M. 1958: Fakty i gipotezy kasajuščijesja genesisu dolomitovyh porod. *Izvestija Akad. Nauk*. No. 6. Moskva.
- ŠVECOV, N. S. 1948: Petrografia sedimentárnych hornín. Moskva—Leningrad.
- TURAN, J. 1968: Geochémia borinských vápencov. Rukopis. Bratislava.
- TUREKJAN, K. 1955: Paleocological significance of Ca/Sr ration in fossils and sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 66. New York.
- VINOGRADOV, A. P. — RONOVA, A. B. 1952: Izmenenija chimičeskogo sostava karbonatovyh porod Ruskoj platformy. *Izvestija AN ZSSR*. Moskva.

Miroslav Ivanov

On the geochemistry of rocks of the Zliechov (Křížna) and the Choč series in the Strážovská hornatina mountains

Summary of the Slovak text

The author deals with regional geochemistry of rocks of two principal Mesozoic series of the Strážovská hornatina — the Zliechov and the Choč series.

In the Strážovská hornatina the Mesozoic extends over an area of several hundreds square km. As for the facial evolution of the above series, it is the most favourable area for the lithofacial and geochemical research in the Carpathians.

The author based his geochemical research on the facial stability of individual stratigraphical markers in the Strážovská hornatina. All the stratigraphical markers of the Zliechov and the Choč series are chemically analysed. Examined are the distribution of macroelements — by classical analytical methods-, and the distribution of microelements — by quantitative spectral analysis. On the grounds of 10—12 analyses of each lithofacies (sampled were many places in the Strážovská hornatina) the author presents a complete geochemical pattern of the chemistry of individual stratigraphical horizons.

The author compares chemical composition of individual rock types from the Middle Triassic to the Cretaceous among themselves and with the chemistry of the Zliechov and the Choč series „en bloc“, to trace the changing sedimentation conditions in isolated sedimentation basins. In the chapter on geochemistry of individual elements, discussed are causes of the changes.

It is noted that the Zliechov Series deposited nearer to the continent, i. e. in predominantly shallow-water environment.

Interestingly, magnesium concentrates only in facies of the Middle, partially Upper Triassic (in both series). It may be explained by specific geochemical-organic conditions in the stratigraphical range (the influence of algae and of microorganisms with an ability to accumulate Mg from the sea water). In the chapter concerning geochemistry discussed are other problems concerning the nature of the environment, the redox-potential in the sedimentation basins, the influence of hydrothermae upon formation of certain stratigraphical horizons (Malm), and other problems.

Besides the regional geochemical-sedimentological investigations, treated are geochemical relationships among the isolated elements, their correlability, and forms of the isolated elements in the respective stratigraphic horizons.

Numerous illustrations — graphs — show the distribution of each element in individual lithofacies and in entire series.

The results led to a conclusion about considerably different geochemical-sedimentological conditions of the Zliechov (Křížna) and the Choč series — the sedimentation basins must have been situated far from each other. The conclusions indirectly support the opinion about the nappe structure of the Mesozoic series in the Carpathians with the overthrust of masses over a considerable distance (several tens km).

Graph explanations (Figs 1—40)

The Zliechov series. Triassic lithofacies: g. v. = Middle Triassic dark (gutenstein) limestones; š. d. = Middle-Upper Triassic grey dolomites; k. b. = schists of the Carpathian Keuper; k. d. = dolomite layers among the Keuper schists; r. v. = grey-blue Rhaetic-Hettangian limestones (lumachellar). Jurassic lithofacies: g. b. = Lower Liassic Gresten calcareous schists; o. v. = Lower Liassic layers of oolitic limestones among the Gresten calcareous schists; š. v. = spotted limestones of the Upper Lias (fleckenmergel); d. v. = Doggerian grey limestones; d. r. Doggerian cherts; m. v. = Malm limestones; m. r. = Malm radiolarites; Cretaceous lithofacies: t. v. = Tithonian-Neocomian lightgrey limestones (Bianconian); t. r. = Tithonian-Neocomian cherts; a. v. = Aptian marly limestones.

The Choč series: Triassic lithofacies: v = Middle-Triassic grey (brown) limestones; w. v. = Middle-Triassic light (Wetterstein) limestones; f. v. = Middle-Triassic Reifling limestones; š. d. = Middle-Upper Triassic grey dolomites; i. b. = layers of Lunz shales among dolomites; r. v. = Rhaetic-Hettangian light limestones. Jurassic lithofacies: k. v. = Lias-Dogger crinoidal limestones; h. v. = Malm nodular limestones; m. r. = Malm red radiolarites. Cretaceous lithofacies: n. v. = Tithonian-Neocomian light limestones (Bianconian).

Remark: Different breadth of the columns in graphs is to show approximately comparative thickness of individual lithofacies.

Translated by E. Jassingerová

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrochémia
geochemia
ložiská 2

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1976.

Vedecká redaktorka: RNDr. Magda Marková, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.

Jazyková redaktorka: Mária Flochová.

Obálku navrhla Viera Miková.

Vytlačili Tlačiarne SNP, n. p. Martin, závod Banská Bystrica písmom Baskerville.

Náklad 750 kusov. Povolené SÚKK 1197/I-1973. Tematická skupina 03/9. Rozsah AH 17,00

VH 17,37. Cena brož. výtł. Kčs 29.—