

Výskyt gyrolitu s laumontitom v horninách intruzívneho komplexu Banisko (Štiavnické vrchy)

MIROSLAV HARMAN¹, IVAN HORVÁTH², LADISLAV ŠTEVULA³, KAREL PETR³

¹ Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

² Ústav anorganickej chémie CCHV SAV, Dúbravská cesta 9, 842 36 Bratislava

³ Geologický prieskum, š. p., geologické stredisko, 969 01 Banská Štiavnica

(Doručené 15. 7. 1988, revidovaná verzia doručená 2. 11. 1988)

Occurrence of gyrolite and laumontite in rocks of the Banisko intrusive complex, Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia

An association of laumontite with gyrolite, or eventually truscottite, occurs together with calcite and β -cristobalite in fissures of the Banisko intrusive complex (Štiavnické vrchy Mts.). Single minerals have been identified by X-ray diffraction, thermal analysis, IR-spectroscopy and SEM micrographs. For comparison also samples of artificial gyrolite and truscottite have been synthesized.

Úvod

Pri prieskumných prácach v oblasti medzi obcami Rudno—Brehy—Pukanec bol v rokoch 1975—1985 identifikovaný tzv. tatiarsky intruzívny komplex, vytvorený niekoľkými generáciami intruzívnych hornín dioritovo-granodioritového charakteru. Na tento komplex sa viažu rozsiahle hydrotermálnometasomatické premeny sprevádzané K-metasomatózou a mineralizáciou vo forme impregnačných Cu-porfýrových rúd a žilného polymetalického a drahokovového zrudnenia. Štúdiom intruzívneho komplexu a metalogenezou oblasti sa zvlášť zaoberal Brlay (1978, 1985), Konečný et al. (1979), Smolka, Kámen (1982), Smolka et al. (1987). Mineralógiu a geochemiu premien študovali Harman (1987), Harman, Horváth (1987) a Harman, Forgáč (1988). Smolka et al. (1987) tu vyčlenili ako jednu z najmladších etáp hydrotermálnej mineralizácie zeolitizáciu (laumontitovo-chalcedónovú etapu), ktorá vystupuje v kremeno-karbonátových žilkách vyplňajúcich pukliny v intruzívnych horninách a v andezitoch.

V priebehu prieskumných prác v oblasti Vysoká—Šementlov, ktorý stratigraficky patrí do intruzívneho komplexu Banisko, susediaceho na SV s intruzívnym komplexom Tatiar, boli zistené náznaky prítomnosti bližšie neurčenej zeolitovej mineralizácie. Aby sa podrobnejšie určila mineralógia a genéza týchto minerálov, odobrané vzorky sme študovali rtg-difrakčnou analýzou, termickou analýzou, IČ spektrosko-

piou a rastrovacou elektrónovou mikroskopiou.

Na geologickej stavbe oblasti sa podieľajú:

1. Horniny predvulkanického podložia (perm až permokarbón), ktoré vystupujú na povrch v severnej časti územia v podobe dvoch blokov vysunutých vulkanicko-tektonickými pochodmi do vyšších úrovní. Ide o súvrstvie pieskovcov, arkóz a bridlíc chočskej tektonickej jednotky.

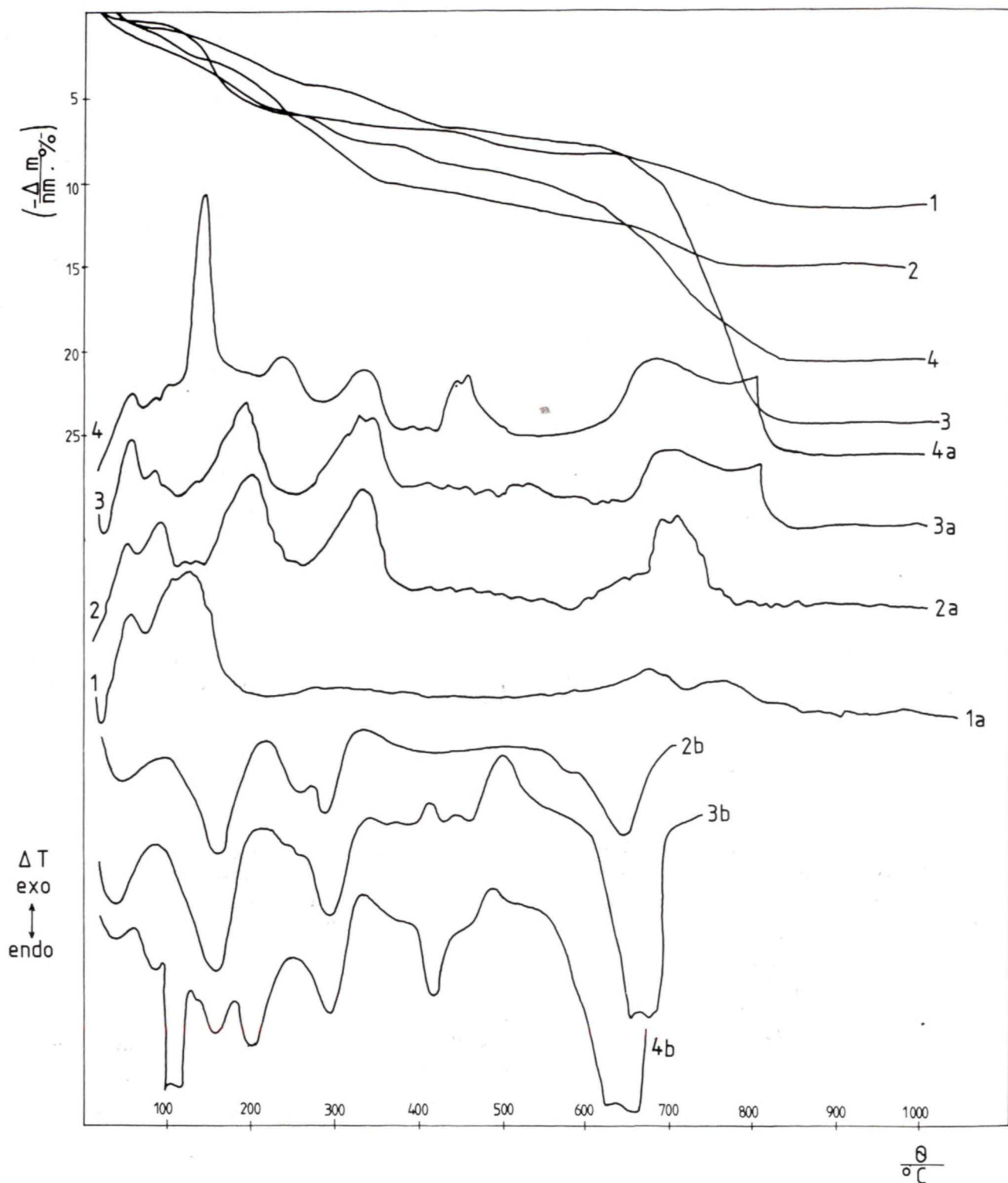
2. Produkty I. etapy formovania štiavnického stratovulkánu — andezity a andezitové porfýry. Tieto horniny preráža roj dajok a žíl priradených k III. etape vývoja stratovulkánu. V zmysle Konečného et al. (1983) sa opisujú ako formácia Banisko.

3. Intruzívny komplex Banisko, ktorý je v skúmanom území zastúpený typmi kremenitodioritových až granodioritových porfýrov, ktoré vekom patria do III. etapy vulkanicko-tektonického vývoja štiavnického stratovulkánu.

4. Biotiticko-amfibolické andezity studeneckej formácie, ktoré vystupujú v JZ časti a patria do III. etapy vývoja stratovulkánu.

Metódy mineralogických analýz a ich vyhodnotenie

Odobrali sa vzorky z vrtov V-4 a V-6. Vzorka V-4 (490,0 m) je z prostredia svetlošedého granodioritového porfýru, ktorý má masívnu textúru. Tmavé výrastlice sú výrazné, do veľkosti 6 mm. Svetlé výrastlice často splývajú so základnou hmotou a majú veľkosť do 4 mm. Dá sa pozorovať výrazná chloritizácia



Obr. 1. TG krivky (1, 2, 3, 4), DTG krivky (1a, 2a, 3a, 4a) a DSC krivky (1b, 2b, 3b) vzoriek. 1 — syntetický gyrolit, 2 — V-4 (768,2 m), 3 — V-6 (484 m), 4 — V-4 (490 m).

Fig. 1. TG-curves (1, 2, 3, 4), DTG-curves (1a, 2a, 3a, 4a) and DSC-curves (1b, 2b, 3b). Samples: 1 — synthetic gyrolite, 2 — V-4 drilling, 768.2 m depth, 3 — V-6 drilling, 484 m depth, 4 — V-4 drilling, 490 m depth.

a silicifikácia. Hornina je intenzívne pyritizovaná. Vzorka V-4 (768,2 m) bola odobraná zo zelenošedého granodioritového porfýru masívnej textúry s výraznými tmavými výrastlicami do veľkosti 1 cm. Svetlé výrastlice sú málo výrazné. Vyvinutá je hlavne chloritizácia, epidotizácia, silicifikácia a argilitizácia, ako aj pyritizácia. Vzorka V-6 (484,0 m) z tmavošedých až šedozelených andezitov masívnej textúry má výrazné výrastlice amfibolu a prítomný je tiež chlorit. Pyritizácia je slabá, miestami pozorovať zóny vybielenia.

Laumontit s gyrolitom sa vyskytujú vo výplni puklín týchto hornín. Laumontit tvorí obyčajne mliečnobiele lúčovité lišty, niekoľko mm dlhé, niekedy radiálne lúčovitého charakteru. Gyrolit sa vyskytuje vo forme jemnozrnnej bielej alebo svetlošedej zemitej masy nepravidelne uloženej medzi kryštálmi laumontitu, kalcitu a kremeňa. Pukliny majú obyčajne iba niekoľko mm. Z väčšieho súboru sme vybrali iba vzorky pozitívne na výskyt gyrolitu a laumontitu. Kvôli porovnávaniu sme analyzovali vzorky syntetického gyrolitu a truscottitu.

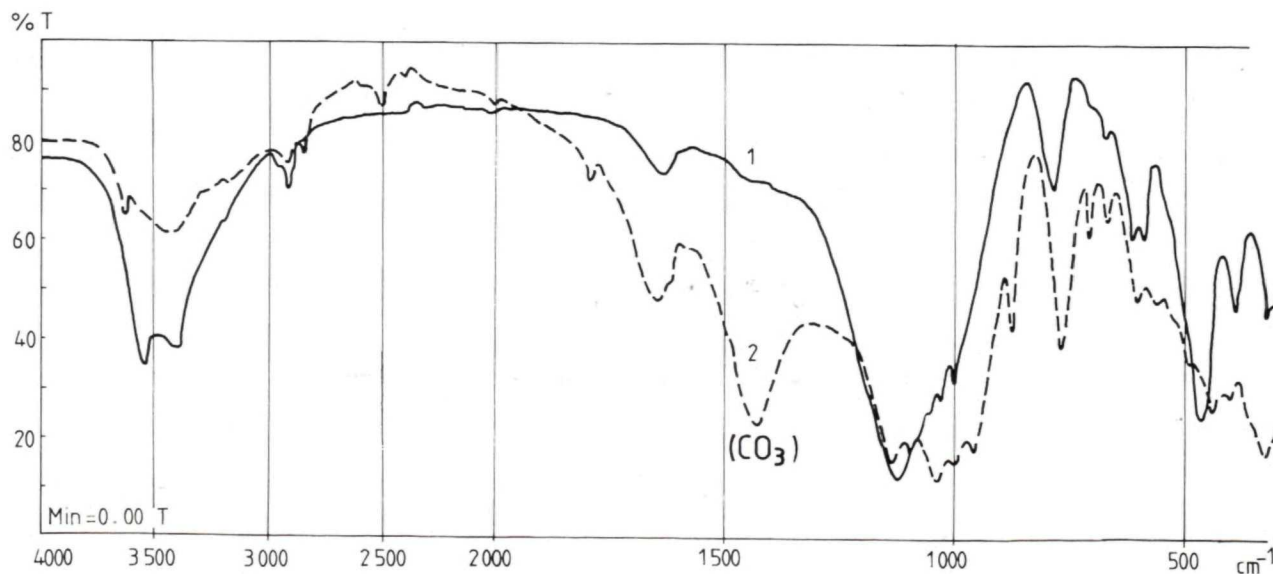
Rtg fázová analýza sa uskutočnila na difraktometri Philips s CuK_α žiarením a Ni filtrom za prúdových podmienok 40 kV, 20 mA, pričom sa použili orientované a neorientované práškové preparáty. V tab. 1 porovnáваме výsledky rtg-difrakčnej analýzy prírodných a syntetických vzoriek s tabelovanými štandardnými difrakčnými charakteristikami.

Lokalizácie bazálnych reflexov d (001) v oblasti 2,2 a 1,1 nm (22 a 11 Å) detekuje prítomnosť gyrolitu najmä vo vzorkách V-4 (490 m) a v menšom množstve i vo vzorke V-6 (484 m). Vzorka V-4 (768,2 m) gyrolit neobsahuje. Výrazné sú i ďalšie reflexy gyrolitu v

uvádzaných vzorkách, a to hlavne v oblasti 0,75; 0,47; 0,42; 0,38; 0,34 a 0,303 nm (posledná difrakcia môže patriť kalcitu, ako dokazuje IČ spektrogram), ďalej 0,242; 0,232 nm a ďalšie. Pri vzorkách prírodného gyrolitu sa v tabelovaných dátach uvádza difúznosť reflexov v oblasti 0,84–0,74, ďalej 0,452–0,448 nm, 0,372–0,345 nm, 0,28–0,261 nm a ďalších pri väčších uhloch θ . Také difúzne difrakcie (reflexy) vykazujú aj naše prírodné vzorky gyrolitu, ale reflexy syntetického gyrolitu sú lepšie definované. Prítomnosť truscottitu v našich prírodných vzorkách je možná; bazálny reflex truscottitu pri 1,9 nm má iba slabú intenzitu vo vzorke V-4 (490 m) a ďalšie, ktoré sa väčšinou prekrývajú s reflexmi (difrakciami) gyrolitu alebo laumontitu. Teda prítomnosť truscottitu v našich prírodných vzorkách nemožno jednoznačne dokázať, ale je veľmi pravdepodobná.

Pri žihaní prírodných vzoriek pri 300 °C sa bazálne reflexy gyrolitu čiastočne strácajú, pri 400 °C zanikajú úplne, a to z dôvodov dehydratácie gyrolitu a narušenia periodicity v smere kolmom na ukladanie vrstiev v jeho štruktúre.

Reflexy 0,94; 0,68; 0,415; 0,366; 0,349; 0,332 nm a ďalšie jednoznačne indikujú laumontit. Reflex 0,90–0,914 nm by mohol patriť ďalšiemu minerálu zo skupiny zeolitov (stilbitu?). Ostatné reflexy tohto minerálu sa prekrývajú s reflexmi laumontitu a gyrolitu (truscottitu), a preto sa o jeho príslušnosti nemožno jednoznačne vyjadriť. Výrazný reflex 0,304 nm vo vzorke V-4 (768,2 m), ktorá je bez gyrolitu (a truscottitu), indikuje prítomnosť kalcitu. V tejto vzorke je teda iba zmes laumontitu a kalcitu bez prítomnosti kalciumsilikáthydrátov. V niektorých vzorkách



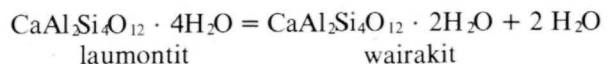
Obr. 2. IČ spektrá syntetického gyrolitu (1) a vzorky V-4 (490 m) (2) s obsahom CaCO_3 (IČ vibrácia CO_3 skupiny pri 1 450 cm^{-1}). Perkin-Elmer IČ spektrometer, tabletká KBr.

Fig. 2. Infrared spectra of synthetic gyrolite (1) and of sample V-4, 490 m depth (2) containing calcium bicarbonate (vibration of CO_3 at 1,450 cm^{-1}). Perkin-Elmer IR spectrometer, KBr tablet.

je indikovaná prítomnosť β -cristobalitu v oblasti intenzívnych reflexov 0,407 až 0,418 nm.

Termické analýzy sme robili na termoanalyzátore Du Pont 990 (termováhy TGA 951 pri rýchlosti zohrevu $20\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$, hmotnosť vzorky 12–15 mg, atmosféra N_2 s prietokom $1\text{ cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, DSC modul pri rýchlosti zohrevu $10\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$, hmotnosť vzorky 8–10 mg, atmosféra N_2). Krivky TG, DTG a DSC sú na obr. 1.

Termoanalytické merania ukázali, že termický rozklad vzorky V-4 (490 m) prebieha iným spôsobom ako pri zostávajúcich dvoch vzorkách. Týka sa to predovšetkým stupňovitosti rozkladu, ktorý s výnimkou dekarbonatizácie kalcitu v oblasti $600\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$ (nižšie teploty dekarbonatizácie spôsobuje veľmi jemná zrnitosť kryštálov kalcitu) indikuje dehydratáciu a dehydroxidáciu prítomných minerálov. Pri vzorke V-4 (490 m) prebieha dehydratácia v 5 stupňoch, pri vzorkách V-4 (768,2 m) a V-6 (484 m) v troch stupňoch typických pre laumontit (Gottardi, Galli, 1985). Prvý stupeň dehydratácie laumontitu (do $100\text{ }^{\circ}\text{C}$) predstavuje uvoľnenie fyzikálne viazanej vody, ktorá ešte nemusí mať zeolitický charakter a je viazaná prevažne na povrchu kryštálov. Druhý stupeň, v teplotnej oblasti $120\text{--}260\text{ }^{\circ}\text{C}$, charakterizuje premenu laumontitu na wairakit (príbuzný zeolit), ktorú Thompson (1970) a Liou (1971) opísali rovnicou:



Tretí stupeň, v oblasti $250\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$, reprezentuje tepelný rozklad vzniknutého wairakitu. Odlišnosť vzorky V-4 (490 m) (vzorka s gyrolitom) sa prejavuje najmä prítomnosťou intenzívneho dehydratačného efektu v oblasti $100\text{--}120\text{ }^{\circ}\text{C}$ (krivka DSC), resp. $120\text{--}180\text{ }^{\circ}\text{C}$ (krivka TG a DTG analýzy) zodpovedajúceho strate hmotnosti 2,86 % a endotermou pri $415\text{ }^{\circ}\text{C}$ (krivka DSC), resp. dehydratáciou v oblasti $400\text{--}580\text{ }^{\circ}\text{C}$ zodpovedajúcou strate hmotnosti 1,75 %. Termoanalytické krivky dehydratácie a dehydroxidácie syntetického gyrolitu (obr. 1, 1a) sú charakteristické výraznejšími stratami hmotnosti pri teplotách $80\text{--}250\text{ }^{\circ}\text{C}$ (4,0 hmotn.%) a $550\text{--}730\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2,0 hmotn.%). Stratu hmotnosti nad $760\text{ }^{\circ}\text{C}$ možno pripísať dekarbonatizácii kalcitu, ktorý v nepatrnom množstve vzniká pri každej syntéze. Z uvedeného vyplýva, že gyrolit v prírodných vzorkách sa tepelne rozkladá iným spôsobom ako gyrolit v syntetickom materiáli. Môže to súvisieť s veľkosťou častíc minerálu i s usporiadanosťou jeho štruktúry.

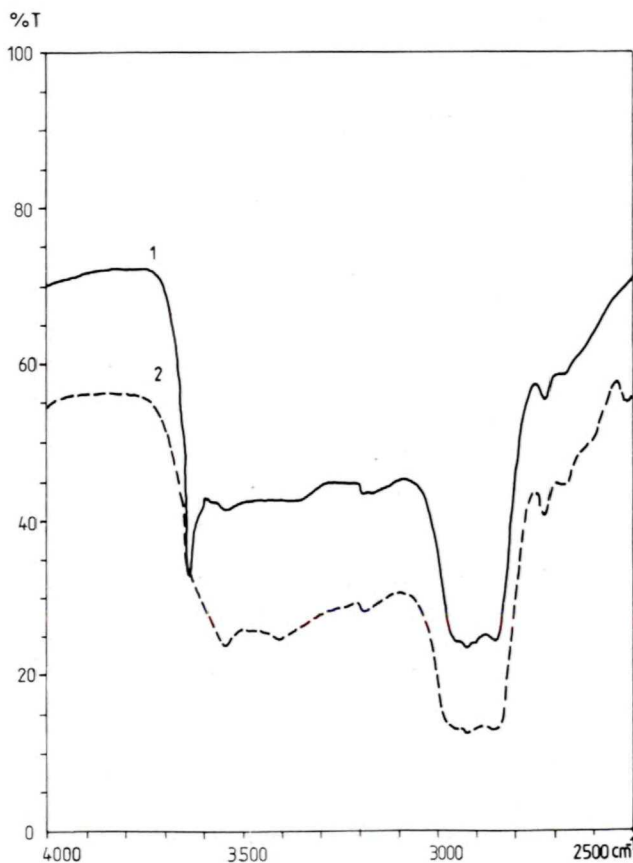
Rozbory IČ spektroskopie sme urobili na prístroji Perkin-Elmer s použitím KBr tabletky v študovanom intervale $500\text{--}4\,000\text{ cm}^{-1}$. Výsledky sú dokumentované na obr. 2 a 3. IČ merania dokázali prítomnosť kalcitu vo vzorke V-4 (490 m) výraznou absorbanciou

v oblasti $1\,450\text{ cm}^{-1}$, ktorá zodpovedá vibrácii CO_3 skupín. IČ spektrá skúmanej vzorky sa porovnávali s IČ spektrami syntetického gyrolitu bez KBr (obr. 3). Výrazná je podobnosť porovnávaných spektier najmä v oblasti $2\,800\text{--}3\,000\text{ cm}^{-1}$.

Morfológia kryštálov laumontitu je oddávna dobre známa z pozorovaní optickým i rastrovacím elektrónovým mikroskopom, pretože tento minerál tvorí relatívne veľké kryštály. Všeobecne sa opisuje (Liou, 1971; Gard, 1961) vo forme dlhoprizmatických až lištovitých kryštálov, niekedy v koncentricky radiálnom usporiadaní. V našich vzorkách možno laumontit pozorovať ako dlhoprizmatický, s kryštálmi až $40\text{ }\mu\text{m}$ dlhými a $4\text{--}6\text{ }\mu\text{m}$ hrubými, so zakončením indikujúcim monoklinickú symetriu (Tab. I, obr. 1, 2).

Lištovitý vývoj vykazuje menšiu dĺžku kryštálov a inklinuje k radiálnokoncentrickej textúre.

Morfologicky možno od laumontitu výrazne odlišiť častice gyrolitu, resp. truscottitu. Vzhľadom na to, že väčšina nálezov prírodného gyrolitu bola opísaná ešte pred obdobím aplikácie elektrónovej mikroskopie



Obr. 3. IČ spektrá syntetického gyrolitu (1) porovnané s gyrolitom vyseparovaným zo vzorky V-4 (490 m) (2) v oblasti $2\,500\text{--}4\,000\text{ cm}^{-1}$. (Spektrá bez rušivého vplyvu KBr.)

Fig. 3. Infrared spectra of synthetic gyrolite (1) compared with that of gyrolite separated from the V-4, 490 m sample (2) in the $2,500\text{--}4,000\text{ cm}^{-1}$ domain. (Without the disturbing effect of KBr.)

(napr. lokalita Bombaj — Christie, 1925; Nova Scotia — How, 1861; Skye — Anderson, 1851; Leipa — Cornu, Himmelbauer, 1906; Fort Point San Francisco — Schaller, 1905; Mogy-Guassu, Sao Paulo — Hussak, 1906 atď.), v literatúre sú známe väčšinou iba elektronogramy syntetického minerálu. Opisuje sa vo forme tabuľkovitých kryštálov veľkosti okolo 2 μm , často s vyvinutými formami hexagonálnej symetrie. Podobné sú i častice truscottitu. Gard et al. (1981) uvádzajú, že ak pri syntéze týchto minerálov vzniknú dve alebo viac fáz (napr. K-fáza = gyrolit a T-fáza = truscottit), kryštály K-fázy bývajú obyčajne hrubšie.

V našich prírodných vzorkách možno na základe tabuľkovitého vývoja dobre identifikovať gyrolitovú fázu. Tvoria ju tabuľkovité kryštály veľkosti až 6 μm a hrúbky až 1 μm s výraznou štiepatelnosťou podľa (001). Častice gyrolitu, resp. truscottitu tvoria prerasty s laumontitom, alebo narastajú na plochy prizmatických kryštálov laumontitu (Tab. I, obr. 3, 5). Na základe ich dobrej kryštalinity možno usudzovať, že kryštalizácia gyrolitu a laumontitu prebehla súčasne, alebo na základe dobrého ohraničenia gyrolitu a jeho uzavrenín v laumontite predpokladáme trocha skoršiu kryštalizáciu. Syntetický gyrolit tvorí izometrické častice, ojedinele s náznakmi hexagonálnej symetrie, veľkosti 1–3 μm (Tab. I, obr. 4). Pri vzorke syntetického truscottitu je táto symetria menej výrazná (Tab. I, obr. 6). Vlákňité až ihličkovité kryštálky pri oboch typoch vzoriek, ale zvlášť pri vzorke syntetického truscottitu, možno pripísať prítomnosti určitého podielu xonotlitu, ktorý vzniká pri hydrotermálnej syntéze.

Hydrotermálna syntéza gyrolitu a truscottitu

Referenčné vzorky gyrolitu a truscottitu sme získali pomocou hydrotermálnej syntézy. Gyrolit možno syntetizovať hydrotermálne použitím CaO a rôznych foriem SiO_2 (kremeň, kyselina kremičitá, cristobalit, gél SiO_2) pri teplotách do 200 °C. Pri vyšších teplotách je gyrolitová fáza nestála, s tendenciou premeny na truscottit. Gyrolit vzniká tiež interakciou dikalciumsilikátu ($2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$) a SiO_2 vo vodnej suspenzii za hydrotermálnych podmienok (Kalousek, Nelson, 1978; Števula, Petrovič, 1983).

Aj truscottit možno pripraviť hydrotermálnou syntézou CaO s kyselinou kremičitou (ak sa ako Si zložka použije kremeň, je nutná prítomnosť alkálií). Vplyv použitého SiO_2 a iných reagentov na hydrotermálnu syntézu truscottitu opísal Luke et al. (1981).

Zmesi homogenizovaných východiskových reaktantov ($\text{CaO} + \text{SiO}_2$) vo vodnej suspenzii s pomerom tuhá fáza : voda = 1 : 10 sa v prikrytých teflónových, resp. Pt téglikoch podrobili hydrotermálnemu procesu v ocelových bombičkách pri teplote 200 a 300 °C po dobu 7 dní. Pre syntézu gyrolitu bol mólový pomer $\text{CaO}/\text{SiO}_2 = 0,66$ a pre truscottit 0,55. Získané

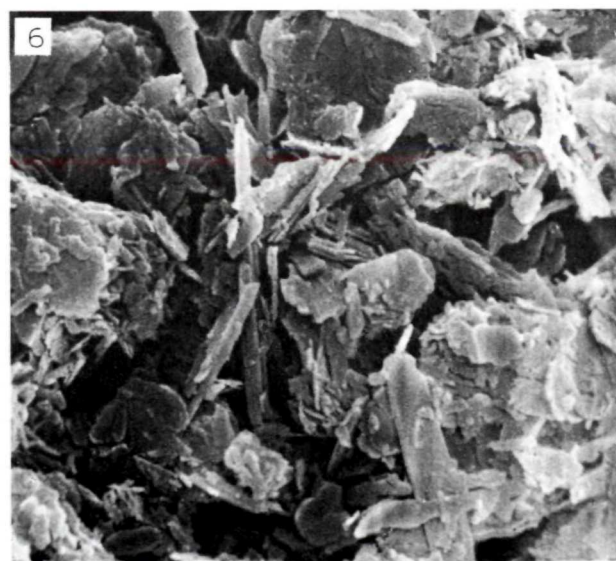
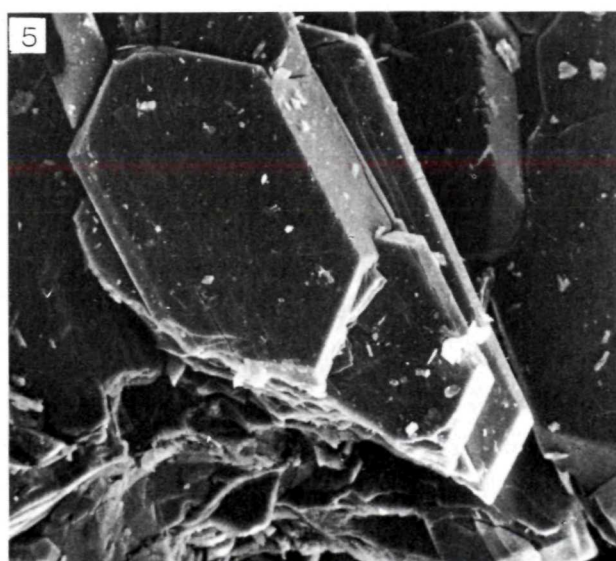
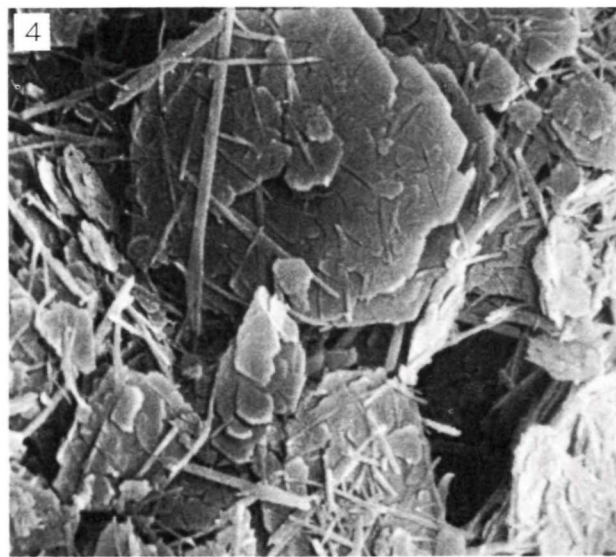
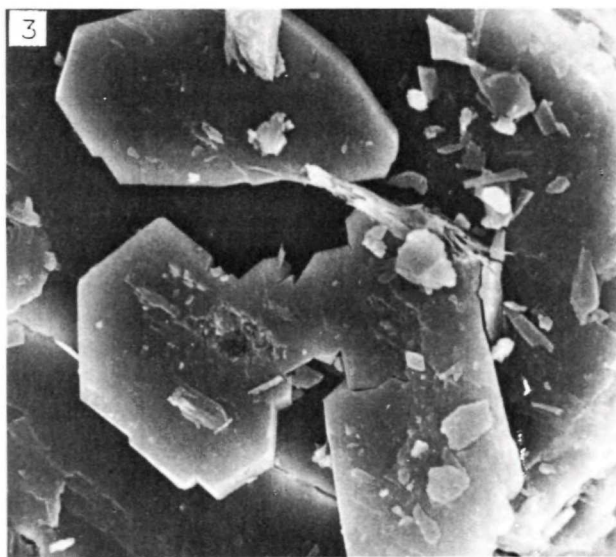
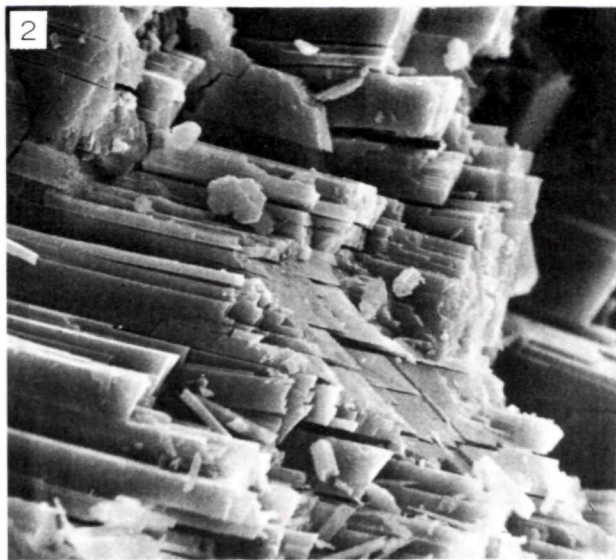
produkty hydrotermálnej syntézy sa identifikovali rtg fázovou analýzou, termickými metódami a IČ spektroskopiou.

Diskusia a závery

Zeolit laumontit patrí na základe svojej kryštálovej štruktúry a chemizmu do skupiny analcímu a wairakitu. Alumosilikátový skelet týchto zeolitov vytvárajú jednoducho pospájané štvorčlenné kruhy tetraédrov SiO_4^{4-} a AlO_4^{5-} . Zeolity skupiny analcímu sú typické zvýšeným obsahom Al v štruktúre. Laumontit (kryštalochemický vzorec $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_{16}\text{O}_{48}) \cdot 16 \text{H}_2\text{O}$) objavil Haüy (1801). Pri nižších parciálnych tlakoch $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ prechádza laumontit reverzibilne na leonhardt, pričom obsah mólov H_2O poklesne na 14 a nastane tiež zmena v mriežkových parametroch. Laumontit tvorí dobre vyvinuté transparentné kryštály, ktoré v čerstvom stave fluoreskujú. Táto vlastnosť po strate časti vody zaniká. Laumontit vzniká v hydrotermálnom prostredí, pri metamorfóze hornín, pri procesoch diagenézy i pri zvetrávaní. Ako sekundárne minerály sa s laumontitom najčastejšie vyskytujú zeolity iných typov, napr. analcím, chabazit, yugawaralit, stilbit, heulandit a pod., ako aj minerály smektitov (nontronit, zmiešanovrstevnaté smektity). Zaporostcheva (1958) opísala diagenetický výskyt laumontitu v kriedových pieskovcoch uhoľného ložiska pri Lene (ZSSR) spolu s chloritom, hydrosludou a kalcitom. V procesoch metamorfózy vznikol laumontit v taveyanskej formácii vo Švajčiarsku (Coombs et al., 1976). Lippman a Rothfuss (1980) predpokladajú prítomnosť corrensite (zmiešanovrstevnatého chlorit-smektitu) v paragenéze s laumontitom. Eskola (1960) opisuje premenu živcov z fínskych migmatitov na laumontit. Známe sú hydrotermálne metamorfózy porfýritových granodioritov na laumontit v Rumunsku (Kräutner, 1966). Hydrotermálna genéza je najčastejšia a pripisuje sa výskytom laumontitu v súvislosti so zrudnením, kde laumontit vyplňa (cementačná výplň) pukliny v bazaltoch, andezitoch, serpentinitoch a v iných vyvrených horninách obsahujúcich najmä živcové minerály (žuly, diority a pod.).

Laumontit, uvádzaný často ako leonhardt z oblasti Banskej Štiavnice a jej okolia, bol opísaný už v starších prácach (napr. Beudant, 1822; Leonhardt, 1843; Zepharovich, 1854 a i.). Vyskytuje sa vo výplni puklín a dutín, občas vytvára aj stĺpcovité kryštály, miestami také hojné, že vytvárajú tmel brekcií andezitu a dioritu. Bol však identifikovaný prevažne iba optickými metódami.

Laumontit s kalcitom od Sklených Teplíc optickými metódami, rtg difrakčnou fázovou analýzou, termickými metódami (DTA), spektrálnou analýzou a farbiacimi skúškami podrobne mineralogicky určila



Čajková a Haramiová (1959). Laumontit sa tu vyskytuje vo výplni puklín premeneného pyroxenického andezitu a podľa názoru autoriek je hydrotermálneho pôvodu.

Gyrolit patrí do skupiny hydratovaných kalciumsilikátov spolu s reyeritom a truscottitom. Kryštalochémii a štruktúru týchto minerálov, technicky významných v oblasti chémie cementového slínku, študoval najmä Gard et al. (1975) a Merlinov (1988 a, b). Chemické zloženie ich vrstevnatej štruktúrnej jednotky možno vyjadriť kryštalochemickými vzorcami:

gyrolit $\text{Ca}_{16}(\text{Si}_8\text{O}_{20})_3(\text{OH})_8 \cdot 14 \text{H}_2\text{O}$

truscottit $\text{Ca}_{14}(\text{Si}_8\text{O}_{20})(\text{Si}_{16}\text{O}_{38})(\text{OH})_8 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$

reyerit $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_{14}(\text{Si}_8\text{O}_{20})(\text{Si}_{14}\text{Al}_2\text{O}_{38})(\text{OH})_8 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$

Uvedené minerály sa navzájom odlišujú najmä hrúbkou štruktúrnej jednotky (gyrolit 2,1 nm, reyerit 1,91 nm, truscottit 1,88 nm) a charakterom IČ spektrier.

Výskyt gyrolitu v prírode je zatiaľ iba sporadicky opísaný. Tvorí zväčša výplň puklín vo vulkanických horninách (Christie, 1925), v čadičoch z Bombaja, ďalej spolu s kalcitom a apofylitom v čadičoch na lokalite Bay of Fundy (How, 1861) a v diabázoch s inými zeolitmi v Mogy-Guassu pri Sao Paule v Brazílii (Hussak, 1906), ako i vo vulkanických horninách Grónska na lokalite Niakornat (Beggild, 1908) atď.

V Čechách sú známe výskyty gyrolitu z niekoľkých lokalít z JV okolia Českej Lípy (Jakuby, Srní, Provodín a i.), kde sa gyrolit vyskytuje vzácné v malých množstvách vo výplni puklín v čadičoch v asociácii s inými zeolitmi (analcimom, natrolitom, phillipsitom, thomsonitom a i.). Kratochvíl (1957–1964) uvádza, že zásluhou Cornua a Himmelbauera (1904–1906) tu bol gyrolit opísaný po prvýkrát v Európe. Z ďalších výskytov sa spomína lokalita Ostrý (JJV od Benešova nad Ploučnicí, JZ od Děčína). Minerál gyrolit prvýkrát opísal Anderson (1851) pod názvom gurolit.

Truscottit sa často zamieňal za reyerit, pretože oba minerály majú podobný chemizmus i štruktúru. Trus-

cottit pôvodne opísal Cornu a Himmelbauer (1907), a ešte predtým Giesecke (1811) opísal pôvodný minerál pod názvom reyerit z Grónska. Cornu a Himmelbauer (1906) opísal reyerit z niekoľkých lokalít z okolia Českej Lípy. Niektorí autori sa domnievali, že truscottit a reyerit sú iba modifikácie gyrolitu, resp., že s gyrolitom vytvárajú zmiešané štruktúry. Až práce Mackaya a Taylora (1954), Garda et al. (1975) a najmä posledné výskumy Merlina (1988a, b) potvrdili, že sa jedná o štruktúrne a kryštalochemicky rozdielne minerály.

Ako sme už uviedli, v širšom okolí Banskej Štiavnice je výskyt zeolitu laumontitu v oblasti hydrotermálnej metalogenézy známy už z viacerých nálezov. Obyčajne je produktom posledných, ale ešte dostatočne termálnych fáz hydrotermálnej mineralizácie. Liou (1971) a Coombs et al. (1959) uvádzajú, že pri výskyte zeolitov skupiny analcimu — wairakit — vo vulkanických horninách sa mení mineralogické zloženie s hĺbkou. Heulandit a analcím sú rozšírené vo vrchných polohách, vo väčších hĺbkach je heulandit nahradený laumontitom, pričom z asociácie analcím — kremeň súčasne vzniká albit. Vznik laumontitu ovplyvňuje hĺbka, geotermálny gradient a mineralogické, ako aj chemické zloženie hornín a rýchlosť kryštalizácie. Liou (1971) pripravil syntetický laumontit pri teplotách 240–290 °C a tlakoch 400–600 MPa za dobu cca 2 000 h. Laumontitová fáza je pomerne stabilná a pretrváva ešte pri teplotách 400 °C a tlaku 100 MPa. Pri vyššej teplote už vzniká wairakit, lenže táto premena si vyžaduje prítomnosť SiO_2 . Ako vyplýva z P-T diagramu, pre prírodný laumontit môžeme vymedziť podmienky vzniku pri teplotách 180–290 °C a tlakoch 120–250 MPa. Z toho dôvodu treba prehodnotiť doterajšie údaje o prítomnosti amorfného oxidu kremičitého — chalcedónu v doteraz opisovanej laumontitovo-chalcedónovej etape mineralizácie. V našich skúmaných vzorkách sa amorfná forma SiO_2 nenašla, rtg-difrakčné záznamy by skôr nasvedčovali tomu, že je tu prítomný β -cristobalit vykryštalizovaný za vyššej teploty. Tento náhľad podopiera vyššia intenzita difrakčných

TAB. I.

- 1 — Kryštály laumontitu. V-4 (768,2 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 1 700×.
- 2 — Kryštály laumontitu. V-4 (490 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 2 000×.
- 3 — Kryštály gyrolitu s hexagonálnou symetriou. V-4 (490 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 3 000×.
- 4 — Syntetický gyrolit. Tabuľky s hexagonálnou symetriou, ihličkovitý xonotlit. Rastrovací elektrónový mikroskop, suspenzia, zv. 10 000×.
- 5 — Kryštály gyrolitu s hexagonálnou symetriou. V-4 (484 m). Rastrovací elektrónový mikroskop, lomová plocha, zv. 400×.
- 6 — Syntetický truscottit. Izometrické tabuľky s ojedinelými náznakmi hexagonálnej symetrie. Rastrovací elektrónový mikroskop, suspenzia, zv. 10 000×.

Pl. I.

- 1 — Laumontite crystals. Sample V-4, 768.2 m depth, SEM micrograph, fracture surface, magn. $\times 1,700$.
- 2 — Laumontite crystals, sample V-4, 490 m depth, SEM micrograph, fracture surface, magn. $\times 2,000$.
- 3 — Gyrolite crystals with hexagonal symmetry, sample V-4, 490 m depth, SEM micrograph, fracture surface, magn. $\times 3,000$.
- 4 — Synthetic gyrolite, plates with hexagonal symmetry, and needle-shaped xonotlite. SEM micrograph, suspension, magn. $\times 10,000$.
- 5 — Gyrolite crystals, sample V-4, 484 m depth, SEM micrograph, magn. $\times 400$.
- 6 — Synthetic truscottite, isometric plates with rare indications of hexagonal symmetry. SEM micrograph, suspension, magn. $\times 10,000$.

TAB. 1

Porovnanie hodnôt rtg-difrakčných reflexov študovaných vzoriek a syntetických minerálov s tabelovanými hodnotami
Comparison of X-ray diffraction data of investigated samples with artificial ones and literature data

1		2		3		4		5		6		7	
V-4 490 m	I rel.	V-4 490 m	I rel.	V-6 484 m	I rel.	V-4 768,2 m	I rel.	gyrolit synt.	I rel.	trusc. synt.	I rel.	gyrolit tab.	I rel.
22,06	8	22,03	5	21,38	1			22,03	8	19,48	8	22,0	10
19,0	1												
11,0	6	11,07	10	11,30	1			11,07	6	9,60	10	11,0	8
9,38	10	9,45	10	9,38	10	9,66	10						
9,06	6	9,18	5			9,14	10						
		7,82	1									8,4	
7,52	8	7,60	3					7,79	1	7,60	2	7,4	4D
												7,4	
6,79	6	6,83	6	6,79	10	6,96	8					7,4	2D
												5,4	
6,30	1			6,13	3	6,16	1			6,29	4		
5,01	3			5,00	3	5,09	2						
4,71	5	4,71	3	4,67	4	4,76	6			4,68	3	4,75	3
4,52	2					4,52	1	4,68	1				
4,48	2	4,43	1	4,44	3	4,34	1					4,20	8
4,26	2	4,26	1										
4,13	6	4,14	3	4,12	10	4,18	8	4,17	5	4,15	8		
3,92	10	3,93	10			3,99	1			4,02	4		
**3,84	1			3,81	3	3,88	1	3,80	2				
3,78	3	3,79	1	3,72	1	3,77	1			3,71	5		
										3,79	3		
												3,72	2D
3,70	5	3,69	3							3,71	6	3,45	6
3,64	1			3,63	5	3,68	1	3,68	3			3,65	
3,49	4	3,49	2	3,48	8	3,51	3	3,49	1	3,47	2		
3,39	1			3,38	2								
3,34	1												
3,32	1			3,32	3								
3,25	3	3,25	3	3,24	5	3,27	3					3,21	4D
												3,02	
				3,17		3,21	1						
3,16	5	3,13	3	3,12	3D	3,15	3	3,14	1	3,12	5	3,12	10
3,02	10	3,02	10	3,01	10	3,04	8	3,07	5				
						2,92	2						
2,86	2	2,86	1	2,85	3	2,88	1			2,84	3	2,80	4
2,82	1			2,82	2			2,81	5			2,80	6
2,77	1			2,78	2	2,79	1	2,78	2			2,80	6
2,66	1	2,66	1			2,67	1	2,66	1	2,62	5	2,61	6
2,56	2	2,56	1	2,55	3	2,56	2						
2,48	4	2,47	1	2,48	2					2,49	2		
2,42	4			2,42	3	2,43	1	2,41	2	2,42	2	2,42	2
2,34	3	2,35	1	2,30	2	2,35	2	2,32	1	2,31	1	2,31	2
2,27	2	2,27	1	2,26	3	2,26	1	2,25	1			2,31	1 D
2,20	1			2,19	1					2,22	3		
2,17	1	2,17	1	2,16	1	2,17	1	2,17	1D			2,17	2
2,14	2	2,14	1	2,13	2	2,14	1						
2,08	3	2,08	1	2,08	3	2,09	1	2,08	2	2,07	1	2,06	2
										2,03	2		
1,95	1	1,94	1	1,97	1	1,95	1			1,96	1		
				1,94	2					1,90	1		
1,90	4	1,90	2	1,90	5	1,90	1			1,86	1		
1,87	2	1,87	1	1,86	3	1,86	1						
1,81	3			1,84	1			1,82	8	1,82	5	1,82	8
								1,79	1				
1,76	1					1,77	1	1,74	1	1,79	2	1,73	1
										1,73	2		
1,69	1									1,70	1		
1,61	2			1,62	1	1,63	1						
				1,59	1								
1,57	3	1,57	1	1,55	1	1,57	1	1,57	2			1,57	3
												1,52	2
1,51	2	1,53	1	1,51	2	1,51	1	1,50	1			1,50	2

1 — V-4 (490 m), Vysoká — Šementlov, výplň puklín v granodioritovom porfýre. Zber: Harman. Práškový preparát. 2 — Lokalizácia ako č. 1. Orientovaný preparát. 3 — V-6 (484 m), Vysoká — Šementlov, výplň puklín v amfibolických chloritizovaných andezitoch. Zber: Harman. Orientovaný preparát. 4 — V-4 (768,2 m), Vysoká — Šementlov, výplň puklín v intenzívne premenenom granodioritovom porfýre.

Tab. 1 — pokračovanie

8		9		10		11		12		13	
gyrolit tab.	I rel.	trusc. tab.	I rel.	trusc. tab.	I rel.	trusc. tab.	I rel.	laum. tab.	I rel.	laum. tab.	I rel.
		19,0	s	19,0	8	19,0	10				
9,6	6	9,40	s	9,4	4	9,48	10	9,49	10	9,42	vs
7,9	4	7,65	sl	7,78	3	7,73	2				
								6,86	3	6,81	s
6,4	4	6,30	sl	6,11	3	6,31	3	6,54	1	6,20	sl
		5,02	vsl			5,05	1	6,19	1	5,04	sl
4,68	4	4,65	sl	4,89	1	4,72	4	4,73	2	4,73	vsl
				4,65	3			4,50	1	4,46	sl
4,24	8			4,23	8			4,31	1		
		4,13	s			4,11	2	4,15	6	4,16	vs
3,84	6	3,80	sl	3,85	4	3,84	4				
				3,78	4	3,76	4	3,76	1		
		3,71	sl								
3,54	4	3,47	sl	3,47	4	3,50	4	3,66	1	3,67	vsl
3,36	10					3,44	1	3,51	3	3,49	s
								3,41	1		
								3,36	1	3,32	s
								3,27	2	3,20	vsl
3,15	6	3,14	s	3,12	10	3,14	10	3,20	1		
3,02	2	3,00	s	3,02	2	3,01	3	3,15	2		
						2,94	2	3,03	3	3,02	sl
2,92	2	2,83	s	2,82	6	2,84	10				
2,85	8							2,88	2	2,87	sl
2,65	6	2,63	s	2,63	4	2,69	10	2,79	1	2,77	sl
								2,63	1		
2,58	2			2,51	1	2,64	8	2,57	2		
2,52	2					2,57	1	2,52	1	2,56	vsl
2,45	4	2,49	vsl			2,52	1				
		2,42	sl	2,42	2	2,43	1	2,46	1	2,52	vsl
				2,33	1			2,44	2	2,42	sl
2,29	4	2,26	sl					2,36	1	2,34	sl
2,25	6	2,23	sl	2,21	3D			2,27	1	2,27	sl
2,12	4							2,21	1		
								2,15	2	2,15	sl
2,09	4	2,08	sl	2,09	2	2,09	1	2,08	1	2,06	vsl
2,06	2					2,05	2			1,97	vsl
1,99	2	2,04	sl	2,04	2	1,92	1	1,99	1	1,94	vsl
1,94	2	1,92	sl	1,91	1					1,95	sl
1,88	8	1,89	sl	1,88	1			1,88	1	1,86	vsl
		1,83	s	1,83	6	1,83	4				
1,81	6	1,80	sl	1,80	1	1,80	1			1,81	sl
		1,76	sl	1,76	2	1,76	2			1,74	vsl
		1,71	vsl	1,71	1	1,71	1			1,65	vsl
		1,65	sl	1,64	2	1,69	1			1,61	sl
				1,59	2						
		1,58	sl	1,54	2	1,61	1			1,53	sl
		1,50	sl	1,51	2	1,51	2			1,51	sl

Zber: Petr. Orientovaný preparát. 5 — Syntetický gyrolit, vz. G A8, Števíla. Orientovaný preparát. 6 — Syntetický truscottit, zv. 7 649, Števíla. Orientovaný preparát. 7 — Gyrolit tabelovaný. Mackay, Taylor (1953). 8 — Gyrolit tabelovaný. Michejev (1957). 9 — Truscottit tabelovaný. Mackay, Taylor (1954). 10 — Truscottit tabelovaný. Chalmers et al. (1964), Selected powder diffract. data of min. (1974), 17, 761. 11 — Truscottit tabelovaný. Selected powder diffract. data of min., (1974), 19, 229. 12 — Laumontit tabelovaný. Breck (1974), 13 — Laumontit tabelovaný. Deer et al. (1963). * Hodnoty medzirovinných vzdialeností sú uvedené v Å. ** D — Difúzny reflex.

reflexov 0,407 a 0,411 nm a menej intenzívny reflex pri 0,250 nm. Predpokladáme, že amorfnú formu SiO_2 nemožno z genetických dôvodov spájať do spoločnej asociácie, pretože výskyt chalcedónu v blízkosti laumontitu je prejavom ďalšieho, nižšie termálneho stupňa mineralizácie.

Za významný považujeme nález gyrolitu, resp. truscottitu. Je to prvý nález prírodného kalciumsilikáthýdrátu na Slovensku. P-T podmienky kryštalizácie syntetického gyrolitu pri teplote 200–250 °C za prítomnosti H_2O a pri tlaku cca 180–350 MPa (za prítomnosti SiO_2 táto hranica stúpa až do 320 MPa a pri rovnakej teplote) dobre korešpondujú s P-T parametrami kryštalizácie laumontitu. Preto ich spoločný výskyt možno interpretovať ako minerálnu asociáciu. Zloženie takejto asociácie, vyjadrujúcej pomery v intruzívnom komplexe Banisko, možno vyjadriť radom:

kremeň (β -cristobalit) — kalcit — gyrolit (truscottit) — laumontit — (stilbit?).

Pri intrúzii dioritovo-granodioritových hornín cez podložné horniny chočského príkrovu obsahujúce v dostatočnej miere karbonátové zložky sa prenikajúca magma mohla asimiláciou obohatiť o karbonáty. Tieto prebytky spolu s voľným SiO_2 v posledných fázach kryštalizácie mohli vytvoriť vhodné podmienky pre kryštalizáciu kalciumsilikáthýdrátov v puklinách horniny.

Literatúra

- Anderson, F. 1851: Description and analysis of gyrolite, a new mineral species. *Phil. Mag., Ser., 4, s. 111.*
- Bernard a kol. 1981: Mineralogie Československa. 2. vyd. Praha, Academia, 645 s.
- Breck, D. 1974: Zeolite molecular sieves, structure, chemistry and use. London, Wiley, 771 s.
- Beggild, O. B. 1953: Mineralogy of Greenland. Copenhagen, Reitzels Verl., 422 s.
- Brlay, A. 1976: Základný ložiskový výskum neovulkanitov za roky 1971–1975. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — archív GÚDŠ.*
- Brlay, A. 1985: Prognózne zhodnotenie južného pokračovania pukaneckého rudného obvodu a oblasti Gondova. [Čiastková záverečná správa za rok 1985.] *Manuskript — archív GÚDŠ.*
- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S., Taylor, A. M. 1959: The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. cosmochim. Acta, 17, 53–107.*
- Coombs, D. S., Nakamura, N. Y., Vuagnat, M. 1976: Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne formation near Loeche, Valais. *J. Petrology, 17, 440–471.*
- Cornu, F., Himmelbauer, A. 1906: Reyerit. *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 25, 519 s.*
- Čajková, M., Haramiová, Š. 1959: Niektoré výskytý zeolitov v dutinách andezitov na Slovensku. *Geol. práce, 54, 191–224.*
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1963: Rock forming minerals. Vol. 4, (Silicates). London, Longmans, 435 s.
- Eskola, P. 1960: Laumontite in Finland. *Indian. Miner., 1, 29–41.*
- Gard, J. A. 1971: The electron-optical investigation of clays. *Mineral. Soc., London, Monograph., 3, 383 s.*
- Gard, J. A., Mitsuda, T., Taylor, H. W. 1975: Some observations on Assarsson's Z-phase and its structural relations to gyrolite, truscottite and reyerite. *Mineralog. Mag., 40, 325–333.*
- Gard, J. A., Luke, K., Taylor, H. F. W. 1981: $\text{CaSi}_{10}\text{O}_{40}\text{H}_2$, a new calcium silicate hydrate phase of the truscottite group. *Cement and Concrete Res., 11, 659–664.*
- Gottardi, G., Galli, E. 1985: Natural zeolites. Berlin, Springer Verl., 409 s.
- Harker, R. I. 1964: Dehydration series in the system $\text{CaSiO}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *J. Amer. ceram. Soc., 47, 10, 521–529.*
- Harman, M. 1987: Sekundárne premeny vulkanitov a ich náväznosť na metalogenetické procesy. [Správa.] *Manuskript — archív GÚ CGV SAV Bratislava.*
- Harman, M., Horváth, I. 1987: Nontronite as the weathering product in the rock of Sinto effusive complex in Pukanec region. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 2, 205–217.*
- Harman, M., Forgáč, J. 1988: Geochemistry and mineralogy of altered rocks in Tatiar intrusive complex (Štiavnické vrchy Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 4, 437–453.*
- How, H. 1961: On gyrolite occurring with calcite in apophyllite in the trap of Bay of Fundy. *Amer. J. Sci., 32, 13–14.*
- Hussak, E. 1906: Gyrolite and another zeolite from the diabase of Mogy-Guassu, Sao Paulo, Brasil. *Zentr. Mineral. Geol., 11, 303.*
- Christie, W. A. K. 1925: Gyrolite and okenite from Bombay. *Records Geol. Surv. India, 56, 199–203.*
- Kalousek, G. L., Nelson, E. B. 1978: Hydrothermal reactions of dicalcium silicate and silica. *Cement and Concrete Res., 8, 283–290.*
- Kratochvíl, J. 1957–1964: Topografická mineralogie Čech. I–VIII. Praha.
- Kräutner, H. G. 1966: The zeolite facies of the banatitic hydrothermal metamorphism and its evolution in Ruschita area. *Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol., 11, 207–216.*
- Liou, J. G. 1971: P–T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *J. Petrology, 12, 2, 379–411.*
- Lippmann, F., Rothfuss, H. 1980: Tonminerale in Taveyannaz-Sandstein. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 60, 1–29.*
- Luke, K., Taylor, H. F. W., Kalousek, G. L. 1981: Some factors affecting formation of truscottite and xonotlite at 300–350 °C. *Cem. Concr. Res., 11, 197–203.*
- Mackay, A. L., Taylor, H. F. W. 1953: Gyrolite. *Mineral. Mag., 30, 80–91.*
- Mackay, A. L., Taylor, H. F. W. 1954: Truscottite. *Mineral. Mag., 30, 450–457.*
- Merlino, S. 1988: Gyrolite, its crystal structure and crystal chemistry. *Mineral. Mag., 52, 377–387.*
- Merlino, S. 1988: The structure of reyerite. *Mineral. Mag., 52, 247–256.*
- Roy, D. M., Harker, R. I. 1960: Chemistry of Cement. *Proceedings of the Fourth International Symposium, Washington, 1, s. 196.*
- Smolka, J., Kámen, M. 1982: Dielčia záv. správa z účelového mapovania v M = 1 : 10 000 medzi obcami Rudno—Brehy—Pukanec, I. etapa. *Manuskript — archív GÚ Banská Štiavnica.*
- Smolka, J., Daubner, J., Kámen, M., Petr, K., Gwerk, E. 1987: Perspektivnosť rudného rajónu Pukanec z pohľadu realizovaných prieskumných prác. *Miner. slov., 19, 6, 523–540.*
- Selected powder diffraction data for minerals, 1974. Philadelphia, Publ. OBM, 1–23, 833 s.
- Števlá, L., Petrovič, J. 1983: Formation of an intermediate C—S—H phase during the hydrothermal synthesis of gyrolite. *Cement and Concrete Res., 13, 684–688.*
- Taylor, H. F. W. 1964: The Chemistry of Cement. London, Academic Press, 1, s. 167.
- Thompson, A. B. 1970: Laumontite equilibria and zeolite facies. *Amer. J. Sci., 269, 267–275.*
- Zaporoshtcheva, A. S. 1958: Laumontite in the Cretaceous deposits of the Lena coal districts. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 120, 448–451.*

Occurrence of gyrolite and laumontite in rocks of the Banisko intrusive complex, Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia

Preliminary investigations in the Banisko intrusive complex (Štiavnické vrchy Mts.), composed of several quartz diorite to granodiorite porphyrite types participating in the 3rd volcanotectonic stage of the Štiavnica stratovolcano, proved the presence of a zeolitic assemblage. Selected samples from fissure fillings have been studied using X-ray diffraction, thermal analysis, infrared spectroscopy and scanning electron microscopy. The set of analytical methods proved the presence of laumontite together with gyrolite and probably even that of truscottite. Owing to the lack of sufficient natural gyrolite and truscottite samples, also artificial gyrolite and truscottite have been synthesized with the aim of a comparative investigation.

The finding represents the first one of gyrolite and

eventually of truscottite in Slovakia. In account of the probable temperature-pressure conditions necessary for the generation of these minerals, it was possible to draw the mineral assemblage of the Banisko intrusive complex as follows: quartz (β -cristobalite) — calcite — gyrolite (truscottite) — laumontite — ($\pm$ stilbite).

The assemblage of indicated minerals is the result of latest but still sufficiently thermic phases of hydrothermal mineralizations. The occurrence of calcium-silicate-hydrates is explained by the possibility of carbonate assimilation in the course of penetration of the diorite to granodiorite magma through the basement made of the Choč nappe (Carboniferous to Permian).

RECENZIA

V. M. Makagon, B. M. Šmakín: **Geochemija glavných formacij granitnych pegmatitov**. Vyd. Nauka Novosibirsk, 1988, 210 s.

Autori v monografii zhrnuli svoje mnohoročné výsledky geochemického štúdia predovšetkým východosibírskeho pegmatitov, ktoré doplnili a porovnali s poznatkami sovietskych a západných autorov z ostatných oblastí ZSSR, z Indie, USA i ďalších krajín.

V jednotlivých kapitolách sa najprv pojednáva o genetickej klasifikácii granitových pegmatitov, založenej na závislosti geochemicko-mineralogickej špecializácie pegmatitových formácií od začiatočného tlaku tvorby minerálov (rozlišujú sa formácie vysokých, stredných a nízkych tlakov). Opodstatnenie tejto klasifikácie, vychádzajúcej z koncepcie Ginzburga, podopierajú poznatky o tom, ako sa jednotlivé prvky prejavujú v pegmatitovom procese. Na základe petrogénnych prvkov, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, niektorých stopových prvkov a fluidných komponentov (H_2O , CO_2 , F, Cl, B) sú charakterizované najdôležitejšie skupiny granitových pegmatitov: muskovitové a vzácno-prvkovo-muskovitové patriace k pegmatitom vysokých tlakov, vzácno-prvkové — spodumenové a petalitové (pegmatity stredných tlakov) a napokon dutinové pegmatity, ktoré vznikali za relatívne nízkych tlakov. Pre geochemickú klasifikáciu pegmatitov majú veľký význam najmä obsahy a vzájomné pomery tzv. vzácnych alkalických prvkov (Li, Rb, Cs), Ba, Sr a niektorých stopových prvkov (Be, Nb, Ta, Tl, Pb) predovšetkým v živcoch a sfudách (napr. pomer Ba/Rb

klesá od muskovitových po vzácno-prvkové pegmatity až o 3 rády). Zaslúženú pozornosť venujú autori fluidným komponentom, pričom sa podčiarkuje dominantná úloha CO_2 popri H_2O najmä pri tvorbe muskovitových pegmatitov. Významné závery plynú aj zo štúdia plyno-kvapalných inklúzií.

Autori zovšeobecňujú geochemické poznatky a na ich základe, spolu s ostatnými geologickými údajmi, sa vyjadrujú ku genetickým otázkam. Podstatná časť granitových pegmatitov sa javí ako výsledok metamorfogénno-magmatických procesov v kôre, pričom sa nepopiera dôležitá úloha metasomatických procesov a počíta sa s možnosťou hlbinného zdroja niektorých prvkov, aktivizovaných pozdĺž tektonických porúch. Zdôrazňuje sa závislosť medzi geochemickou špecializáciou pegmatitov a faciálnym typom metamorfózy okolitých hornín (napr. muskovitové pegmatity sa tvorili v podmienkach disténovo-sillimanitového, vzácno-prvkové v podmienkach andaluzitovo-sillimanitového typu metamorfózy).

V závere monografie nechýbajú ani state venované geochemickým kritériám vyhľadávania a prognózneho hodnotenia pegmatitov ako stále dôležitých rudných aj nerudných surovín, dobre sú rozpracované najmä otázky primárnych a sekundárnych geochemických aureol pegmatitových telies.

Kniha, doplnená bohatým výberom modernej sovietskej i zahraničnej literatúry (284 citácií), je nepochybne krokom vpred vo výskume geochemie granitových pegmatitov.

Pavel Uher