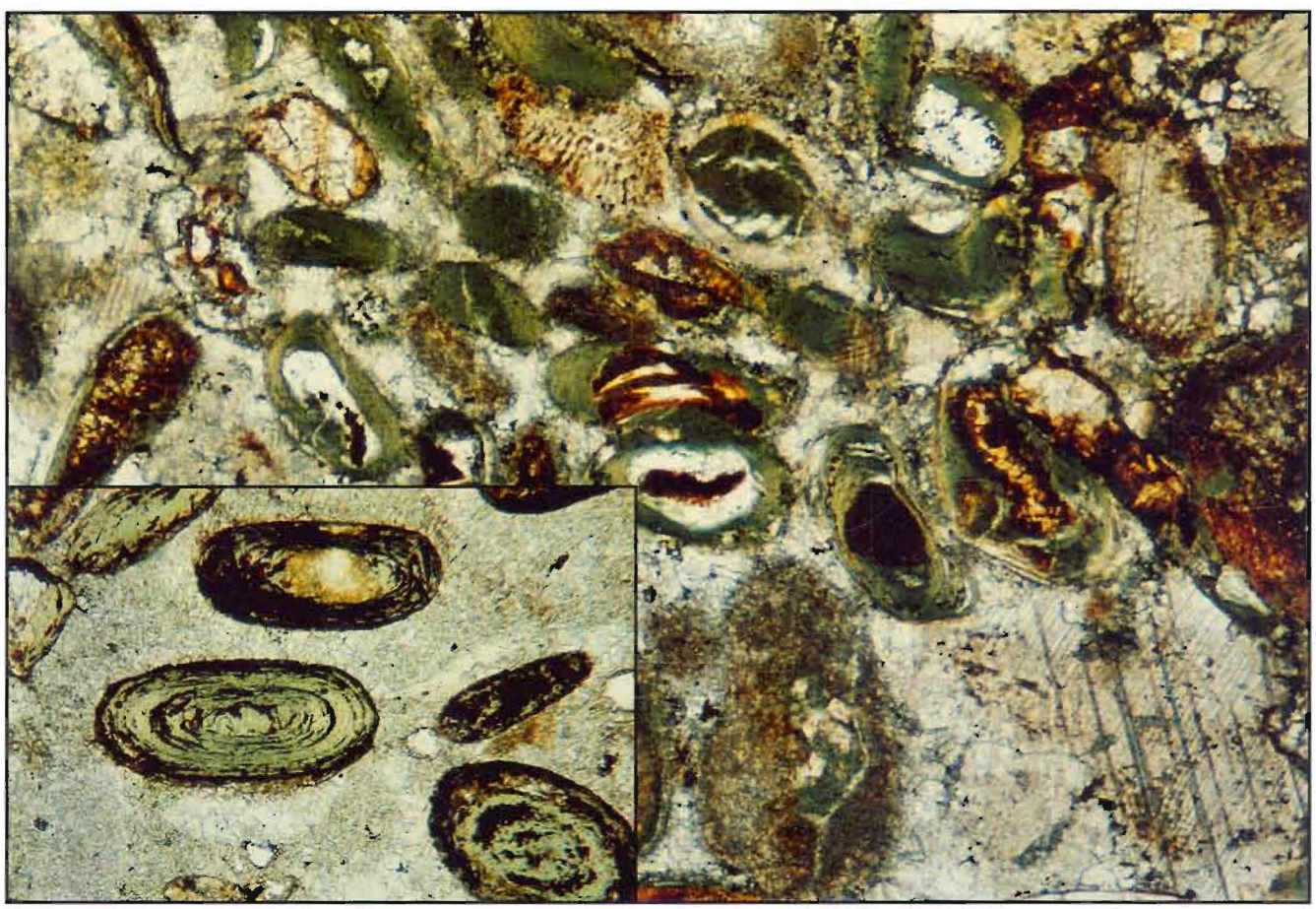
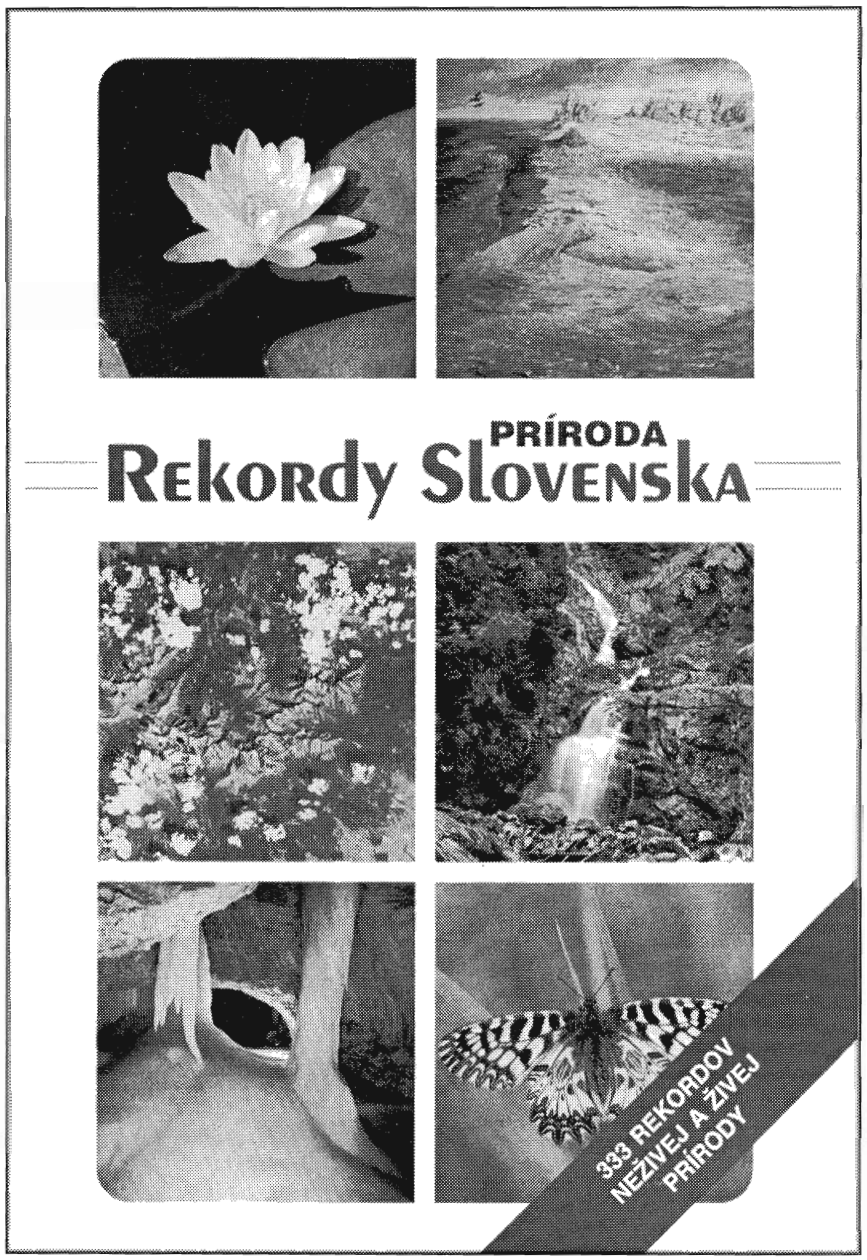
2/29/1997
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Recenzovaná knižná publikácia nadväzuje na úspešnú edíciu populárno-náučných knižiek vreckového formátu Rekordy Zeme 1 (Neživá príroda). 333 zemepisných rekordov od K. Ondrejku (Slovenská kartografia, 1992) a Rekordy Zeme 2 (Živá príroda). 222 svetových rekordov a 111 slovenských rekordov od R. Čemana (Slovenská kartografia, 1995).



Člení sa do viacerých tematických okruhov (geologická stavba, reliéf, počasie, vodstvo, pôdy, rastlinstvo, živočíšstvo, ochrana prírody). Zostavil ju kolektív 17 odborných autorov. Jej posledných šesť strán obsahuje prehľad všetkých 333 prírodných rekordov s udaním strany, na ktorej ich možno vyhľadať. Publikácia vyšla celofarebne na polokriedovom papieri a má tvrdú väzbu. Každé heslo sprevádza fotografia, kresba alebo situačná mapka.

Na príprave geologickej a čiastočne i geomorfologickej a hydrologickej časti sa zúčastnili aj pracovníci Geologickej služby SR a Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, ktorí zostavili vyše 90 hesiel zo stratigrafie, geotektoniky, vulkanológie, paleontológie, petrografie, mineralógie, baníctva, ťažby nerastných surovín, speleológie, inžinierskej geológie a hydrogeológie. Mnohé z nich boli predtým známe iba úzkemu okruhu odborníkov a širokej verejnosti sa predstavujú po prvýkrát.

V úvode geologickej stavby je načrtnutý geologický vývoj územia Slovenska doplnený schematickými mapkami a geologickou časovou tabuľkou. Isté výhrady možno mať k vnútornému obsahu geologických schém (napr. k začleneniu severnej časti Braniska a humenského mezozoika do veporika, horehronských kotlín medzi neogénne sedimentárne panvy). Pravdepodobne iba nedopatrením sa všetky paleozoické metamorfované horniny (ruly, svory, fylity) v tatriku a veporiku začlenili do starohôr. Do mapky nerastných surovín sa medzi ložiská rudných a nerudných surovín dostali azda všetky menšie výskyty. Tým sa však výpočet nedostatkov recenzného diela prakticky končí. Obsah rekordných javov z geológie určite zaujme aj odborníka.

Je sympatické, že v čase, keď je na našom knižnom trhu hojnosť prekladov graficky a obsahovo vynikajúco zostavených zahraničných kníh (najmä z dnes populárnej paleontológie, mineralógie a vulkanológie), prichádza pôvodná publikácia s prírodným obsahom. Ministerstvo školstva SR ju ako vhodnú doplnkovú literatúru odporučilo na vyučovanie geografie, prírodopisu, biológiu a geológie na základných a stredných školách. Domnievame sa, že grafickou úpravou a obsahom plne obstojí v tvrdej konkurencii prekladaných zahraničných kníh s podobnou tematikou.

K. ONDREJKA: **Rekordy Slovenska (Príroda).** 333 rekordov neživej a živej prírody 1. vyd. Bratislava, MAPA, Slovakia, s. r. o., 1977. 235 s., 5000 výtlačkov, odporúčaná cena 149 Sk.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafotlač, Prešov.
Predplatné v roku 1997: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 80 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk (+ 6 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava.Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 1997 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone: 421/95/437 846.
© Geocomplex, a. s., Bratislava

Mineralia Slovaca

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geologická služba SR
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Michal Kaličiak
Geologická služba SR, Bratislava

Vladimír Bezák, Geologická služba SR, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, a. s., Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, a. s., Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Vlastimil Konečný, Geologická služba SR, Bratislava
Ján Kozáč, Geologická služba SR, ATNS, Košice
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Novotný, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Martin Radvanec, Geologická služba SR, Spišská Nová Ves
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, a. s., Michalovce
Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dionýz Vass, Geologická služba SR, Bratislava
Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Alena Wolfová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor
Alena Wolfová a Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Karol Együd
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
Geologická služba SR, Bratislava
Geoconsult, a. s., Košice
Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Geologia, s. r. o., Spišská Nová Ves
Gamart, s. r. o., Lučenec
Gradient, s. r. o., Bratislava
Geoprieskum, a. s., Nová Baňa
Geohyco, a. s., Bratislava
IGHP, a. s., Žilina
INGEO, a. s., Žilina
Nafta, a. s., Gbely
Sensor, s. r. o., Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 29 (1997) • 2

Mišík, M.
Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch
Stratigraphical and spatial distribution of limestones with calcite, chamosite, hematite and illite ooids in the Western Carpathians 83

Hraško, Ľ., Bezák, V. & Molák, B.
Postorogénne peraluminózne dvojsľudné granity a granitové porfýry v kohútskej zóne veporika (oblasť Klenovec - Zlatno)
Postorogenic peraluminous two-mica granites and granite-porphyries in the Kohút Zone of the Veporicum Unit (Klenovec - Zlatno area) 113

Dávidová, Š.
O stupni diferenciácie pegmatitov tatrika
The differentiation degree of the Tatricum pegmatites 136

Majzlan, J. & Chovan, M.
Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry
Hydrothermal mineralization in the Mlynná dolina valley, Nízke Tatry Mts. 149

Michalík, J., Baráth, I., Boorová, D., Halásová, E., Mišík, M., Ožvoldová, L., Rakús, M., Reháková, D., Salaj, J. & Soták, J.
Stratigrafické národné referenčné profily na Slovensku
Stratigraphic national reference profiles in Slovakia 159

GeoVestník

OBÁLKA: Chamositové ooidy vo vápenci rétu krížňanského príkrovu, Juráňová dolina, Oravice, Západné Tatry. V ľavom dolnom obrázku chamositové ooidy čiastočne zatláčané hematitom vo vápenci rétu krížňanského príkrovu. Západne od Strednej Revúcej, Veľká Fatra. Z materiálu M. Mišíka, foto L. Osvald.

COVER: Chamosite ooids in the Rhaetian limestone of the Krížna nappe, Juráňová valley, loc. Oravice, Western Tatras. Chamosite ooids in the left down figure are partially altered with hematite in Rhaetian limestone of the Krížna nappe. Westwards of the village Stredná Revúca, the Veľká Fatra Mts. Material by M. Mišík, photo L. Osvald.

Mineralia Slovaca, 29 (1997), 83 - 112

Stratigrafické a priestorové rozmiestnenie vápencov s kalcitovými, chamositovými, hematitovými a illitovými ooidmi v Západných Karpatoch

MILAN MIŠÍK

katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, G, 842 15 Bratislava

(Doručené 7.3.1997)

Stratigraphical and spatial distribution of limestones with calcite, chamosite, hematite and illite ooids in the Western Carpathians

In the Western Carpathians, the calcite ooids are most frequent in the Rhaetian limestones, less common in limestones of Hettangian, Anisian, Upper Jurassic and Sarmatian. Rare they are present in the formations of Scythian, Ladinian, Carnian, Norian and Barremian-Aptian. They are totally absent in the limestones of Senonian, Paleocene, Eocene and Badenian. The ooids of Middle and partially also Lower Triassic were originally from aragonite. The perfect preservation of structure of calcitic ooids from Upper Triassic, Upper Jurassic and other horizons completely agree with the diagram of the alternation of "aragonite" and "calcite" seas by Wilkinson et al. (1985). The hematite and chamosite ooids are present only in the Rhaetian and Hettangian limestones, and illite ones were found only on one locality in the Lower Sinemurian limestones. The contribution contains the description of the diagenetic changes of limestone ooids (replacement with crystals of autigenic quartz, microquartz, dolomite, anhydrite, chamosite), compactional and tectonic deformations of ooids in the sedimentary environment, and interpretation of sedimentary environment of calcareous and Fe ooids.

Key words: calcareous ooids, Fe ooids, diagenesis, Mesozoic, Neogene, Western Carpatians

Úvod

V práci zhŕňame dáta, ktoré sme zhromaždili o vápencoch s ooidmi v Západných Karpatoch. Prvá časť je venovaná kalcitovým (a tiež pôvodne aragonitovým) ooidom podľa stratigrafických horizontov, ďalšia hodnoteniam s Fe ooidmi (s. 101) a podmienkam ich tvorby a napokon sa stručne preberá jediná lokalita s výskytom illitových ooidov (s. 105). V závere (s. 107) je súhrn poznatkov o vápnitých ooidoch, náhľady na podmienky ich tvorby v konfrontácii s našimi výskytmi a analýza rozličných typov deformácie ooidov a ich diagenetických premien.

Kalcitové ooidy

V Západných Karpatoch je výskyt kalcitových ooidov najprznačnejší pre vápence rétu a hetanžu (najmä krížňanskej jednotky), v menšej miere anisu, plytkovodného malmu a sarmatu. Zriedka sa vyskytujú v súvrstviach skýtu, ladinu, karnu, norika a barému - aptu (urgónska fácia). V triase vystupujú aj ooidové dolomity.

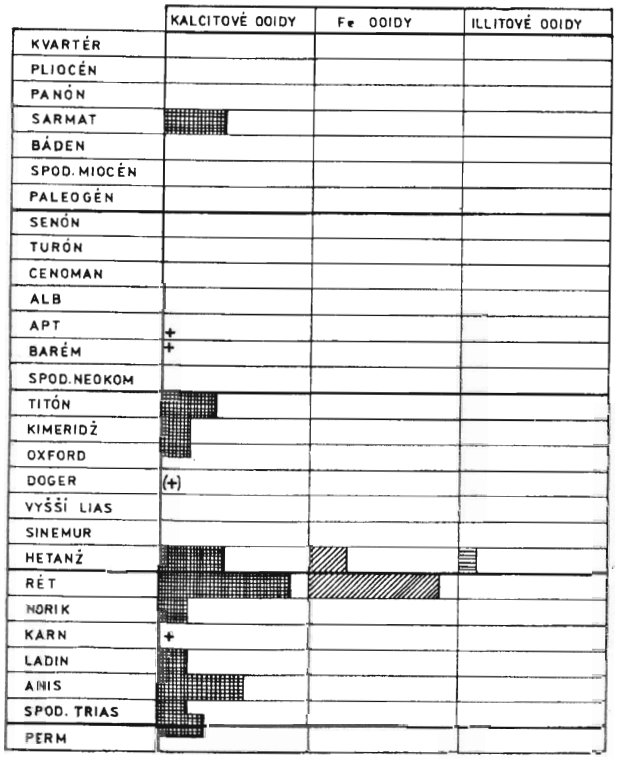
Prekvapujúce je úplné chýbanie ooidov v biodetritických a biohermných vápencoch senónu, paleocénu, eocénu a vo vápencoch bádenu („litotamniové vápence"). Ooidy úplne chýbajú aj vo vápencoch dogeru (azda okrem jednej výnimky), ktorý sa v Západných Karpatoch vyskytuje iba zriedka v plytkovodnejších fáciách, napr. v czorsztynskej jednotke, ale aj tam boli evidentne hlbokovodnejšie podmienky, ako si vyžaduje tvorba ooidov. Stratigrafickú distribúciu a relatívnu hojnosť ooidov v mezozoiku a v terciéri Západných Karpát znázorňuje obr. 1.

Poznámka k terminológii. V anglosaskej literatúre sa termínom „ooids" označujú jednotlivé telieska. Termín oolite (resp. oölite, oolith) slúžil na označovanie horniny, čo nemožno pokladať za ideálne. V našej literatúre sa telieska pomenúvali termínom oolity a hornina oolitický vápenec. Aby sme sa čo najviac priblížili medzinárodným zvyklostiam a zároveň sa vyhli aj prípadným nedorozumeniam, termínom ooid, ooidy pomenúvame telieska a termínom ooidový vápenec horninu.

Seis (spodný skýt)

Pohorie Bükk. Svetlosivé hrubolavicovité ooidové vápence v tzv. Übergangsschichten reprezentujú v Bükkových vrchoch prechodný prechod z permu do triasu (Balogh, 1964, s. 626 - 627, tam je aj makrofotografia obr. 34). Z vlastného zberu z lokality Gerennavár upozorňujeme na prítomnosť selektívnej dolomitizácie ooidov. Ďalej sa tento dolomit dedolomitizáciou zmenil na Fe kalcit (tab. I, obr. 1). Ojedinele sa vyskytujú zložené ooidy, zriedka sinice a úlomky lastúrnikov. Častá je stylolitizácia.

Spišsko-gemerské rudohorie. Z gemerika z vrtu Smižany-1 uvádza Maheľ a Vozár (1972, s. 33) z hĺbky 208 - 220 m sliene s piatimi vložkami ooidových vápencov. Ich mocnosť kolíše od 30 do 140 cm. Jadrá ooidov sú



Obr. 1. Stratigrafická distribúcia a hojnosť kalcitových ooidov, Fe ooidov a illitových ooidov v horninách Západných Karpát.

Fig. 1. Stratigraphic distribution and abundance of calcite ooids, Fe ooids and illite ooids in the rock complexes of the Western Carpathians.

údajne z klenčekov kalcitu (azda zhodné s predchádzajúcou lokalitou) a echinodermových článkov. Až o 50 m vyššie sa v hĺbke 154 m vo vrtnom jadre našiel lastúrnik *Claraia clarai*, ktorý indikuje seis (spodný skýt). Pod vložkami ooidových vápencov sa v hĺbke 240 m zastihol anhydrit). Maheľ a Vozár (l. c.) ho zaraďujú do permu. Z vrtu Šankovce VŠ-1 z dolomitu tvoriaceho vložku v anhydrite nejasné ooidy spomína Halahyová-Andrusovová et al. (1968, s. 78). Predpokladaný vek je vrchný perm - spodný trias meliatskej jednotky.

Kampil (vrchný skýt)

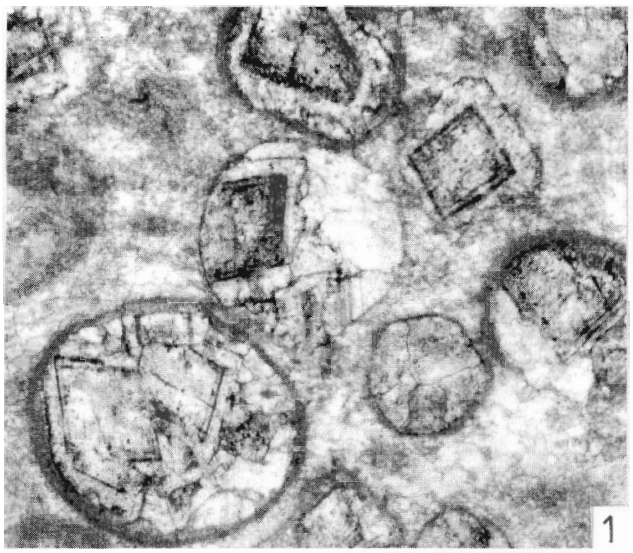
Štiavnické vrchy. Od Banskej Hodruše (Kopanice - Banište) z hĺbky 725 m vrtu HŠD-4 725 m nám L. Rozložník poskytol vzorku ooidového dolomitického vápenca s ojedinelými glomospirnými foraminiferami a gastropódami (tab. I, obr. 2). ooidov a organických zvyškov je zatláčaná anhydritom (tab. I, obr. 3, 4). Vo výbrusoch sfarbených alizarínom vidno, že po uložení sedimentu s ooidmi nastala selektívna dolomitizácia medzernej hmoty. Dolomit ojedinele zatláčal aj niektoré kortikálne vrstičky ooidov, potom sa aragonit rozpustil prípadne bol v ooidoch zatlačený a nahradil ho drobnozrnný kalcitový agregát. Pôvodnú koncentrickú štruktúru oidov vidno iba vďaka inklúziám dolomitu zo spomenutých dolomitizovaných vrstvičiek. Časť ooidov selektívne zatlačil anhydrit; vždy niekoľko susedných ooidov zatláča jeden optický jedinec anhydritu - poikilitická štruktúra analogická tmelu prerastania. Relikty koncentrickej štruktúry sú aj v ooidoch zatlačených anhydritom viditeľné vďaka dolomitovým inklúziám. Anhydritový tmel vypĺňa okrem ooidov aj zriedkavé póry v hornine; v nich je anhydrit čistý, bez inklúzií. Pri pôvodnom hodnotení bola hornina zaradená (s otáznikom) do permu meliatskej jednotky, ale vzhľadom na hojnosť drobných gastropód ide skôr o tzv. gastropodenoolit kampilu (pozri ďalej). Zatláčanie anhydritom spôsobila podzemná voda rozpúšťajúca evaporitové telesá.

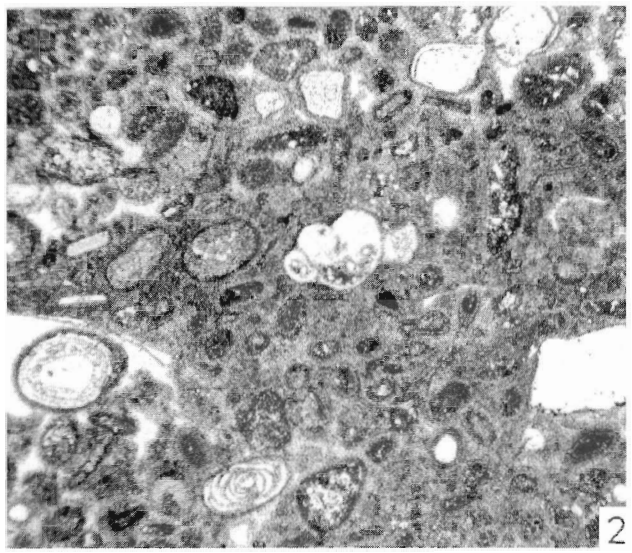
Slovenský kras. O výskyte ooidových vápencov v kampile pri Rožňavskom Bystrom sa zmieňuje Petránek (1957).

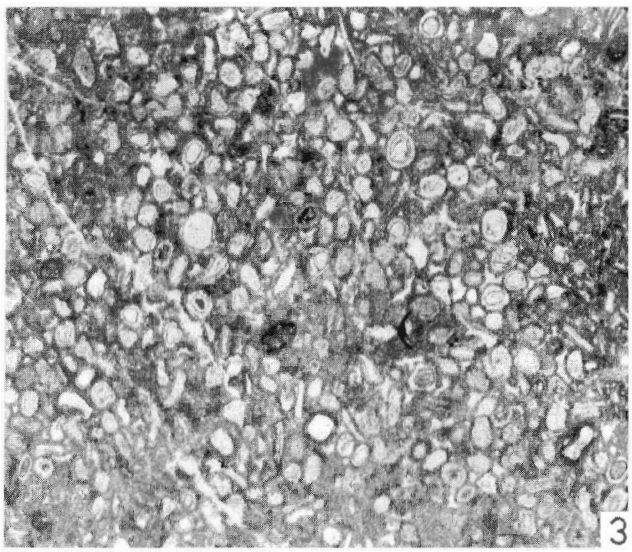
Od Rakovnice pri Plešivci nám Bystrický poskytol červený ooidový vápenec (Mišík, 1966; tab. I, obr. 2), ktorý zodpovedá tzv. gastropodenoolitu južných Álp (Bystrický in Andrusov, Samuel et al., 1983, tento autor ho zaraďuje do spatu). Súvrstvie sa v súčasnosti označuje ako rakovnícke vrstvy. V centre ooidov sú časté foraminifery *Meandrospira iulia* (Premoli Silva). Bežná je esovitá deformácia ooidov a ich spájanie do reťazok až s desiatimi

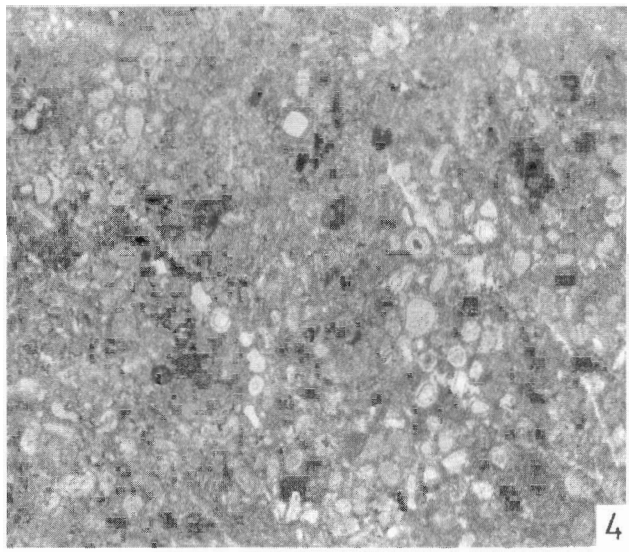
Tab. I. Ooidy spodného triasu. 1 - Selektívne zatláčanie pôvodne aragonitových ooidov, klencami dolomitu. Dolomit bol neskôr nahradený kalcitom (dedolomitizácia); prímes Fe⁺⁺, ktoré sa v dolomite izomorfne zastupovalo s Mg⁺⁺, sa pri kalcitizácii vyzrážala v podobe hydroxidov Fe⁺⁺⁺ vytvárajúcich hnedý lem. Vápence spodného skýtu. Gerennavár, Bukové vrchy v Maďarsku, vnútorné Západné Karpaty. Č. v. 11710, zv. 26x., 2 - Časť ooidov a bioklastov zatlačil anhydrit (biela farba). Ooidový dolomitický vápenec s gastropódami a ojedinelými glomospiroidnými foraminiferami. Vrchný skýt („gastropodenoolit"). Banská Hodruša, Kopanice-Banište, vrt HŠD-4, 725 m. Č. v. 29208, zv. 22x., 3 - Ako v predchádzajúcom obr. Č. v. 5421, zv. 14x., 4 - To isté v polarizovanom svetle. Vidno, že niekoľko ooidov vždy vypĺňa jeden optický jedinec anhydritu prerastajúci sedimentom (analógia poikilitickej štruktúry), 5 - Ooidový vápenec, v ktorom väčšina ooidov, pôvodne asi aragonitových, bola vyťažovaná a vyplnená kryštálmi kalcitu, niekedy iba jedným „okrúhlym" kryštálom. V jadre zachovaného ooidu je foraminifera *Meandrospira iulia*. Vrchný skýt („gastropodenoolit"), Plešivecká planina, Slovenský kras. Č. v. 958, zv. 50x., 6 - Oobiosparit s ooidmi zatláčanými Fe dolomitom; vidno prierez gastropóda. Vrchný skýt („gastropodenoolit"). Podložie viedenskej panvy, vrt Gajary Ga-1, 4694 m. Zv. 30x. ▶

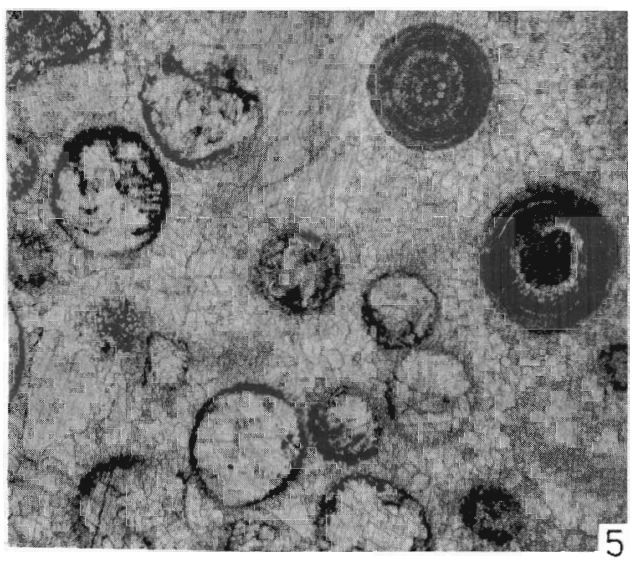
Tab. I. Lower Triassic ooids. - Obr. 1. Selective replacement of originally aragonite ooids with the dolomite rhombohedra. Dolomite has been later replaced with calcite (dedolomitization); admixture of Fe⁺⁺ with isomorphic replacement with Mg⁺⁺ in dolomite, has been precipitated in the form of hydroxides of Fe⁺⁺⁺, creating the brown rim. Limestones of Lower Scythian. Gerennavár loc., Bükk Mts. in Hungary., Inner Western Carpathians. Sample No. 11710, magn. 26x. - Fig. 2. Part of ooids and bioclasts was replaced with anhydrite (white colour). Ooidic dolomitic limestone with gastropods and rare glomospiroidic foraminifera. Upper Scythian ("gastropodenoolite"). Loc. Banská Hodruša, Kopanice-Banište, drill well HŠD-4, 725 m. Sample No. 29208, magn. 22x. - Fig. 3. The same as previous Fig. Sample No. 5421, magn. 14x. - Fig. 4. The same in the polarized light. There is visible, that several ooids are always infilled with one optical individual of anhydrite, interpenetrating surrounding sediment (analogy with the poikilitic structure). - Fig. 5. Ooidic limestone, where the majority of ooids, originally probable aragonitic, has been leached and infilled with the calcite crystals, sometimes only with one "rounded" crystal. In the core of preserved ooid there is foraminifera Meandrospira iulia. Upper Scythian ("gastropodenoolite"), the Plešivec plain, Slovak Karst. Sample No. 958, magn. 50x. - Fig. 6. Oobiosparite with ooids replaced with Fe dolomite; there is visible the crosscut of gastropod. Upper Scythian ("gastropodenoolite"). Basement of the Vienna Basin, drill well Gajary Ga-1, 4694 m. Magn. 30x.

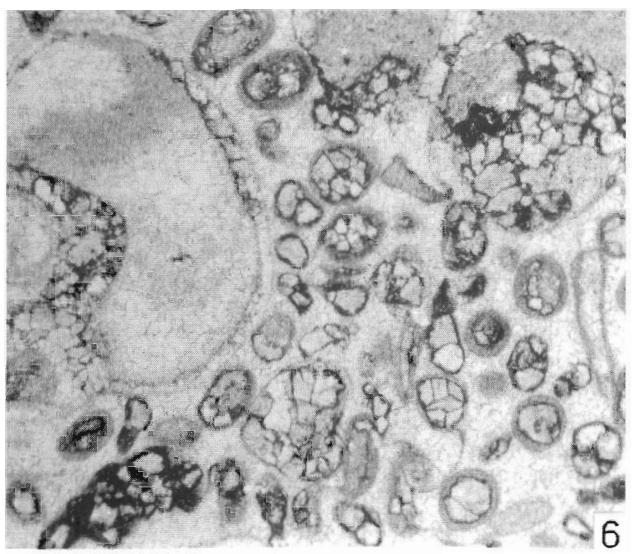

1

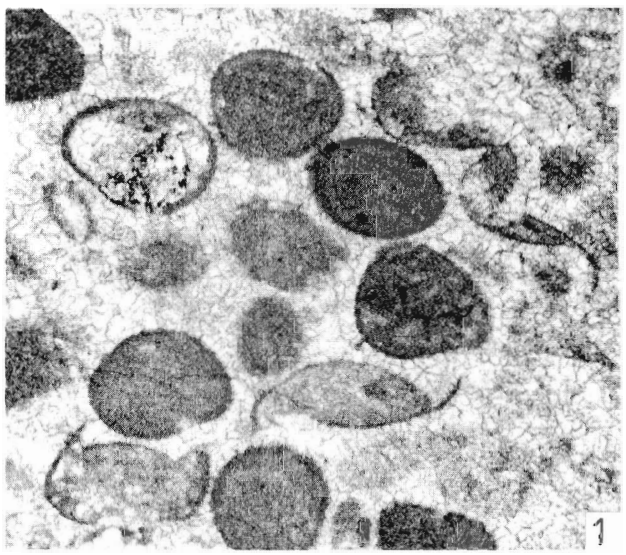

2

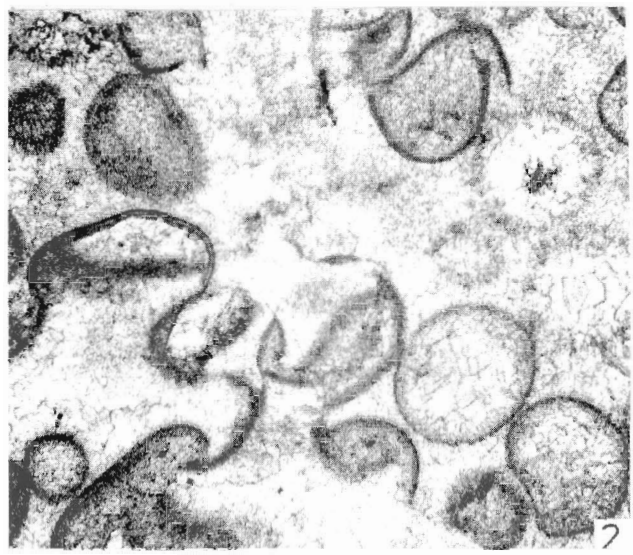

3

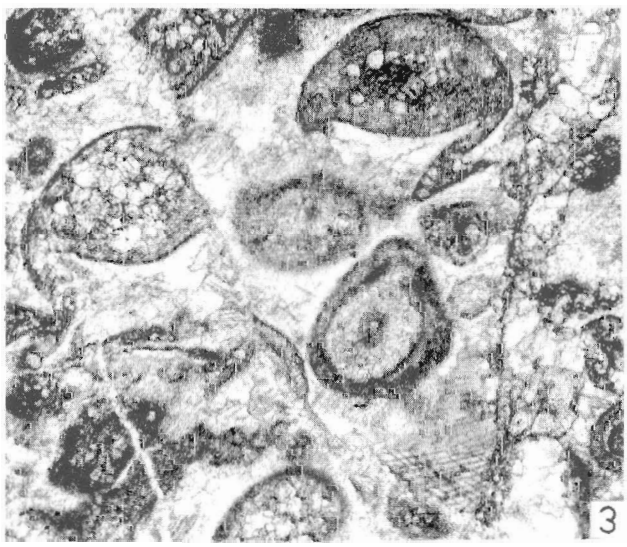

4

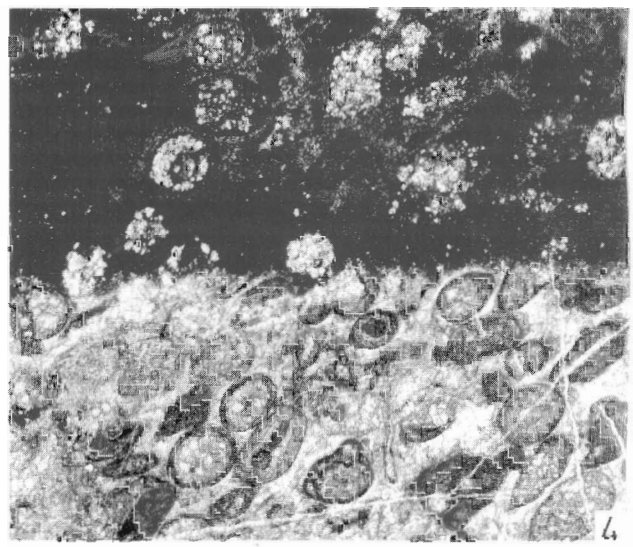

5

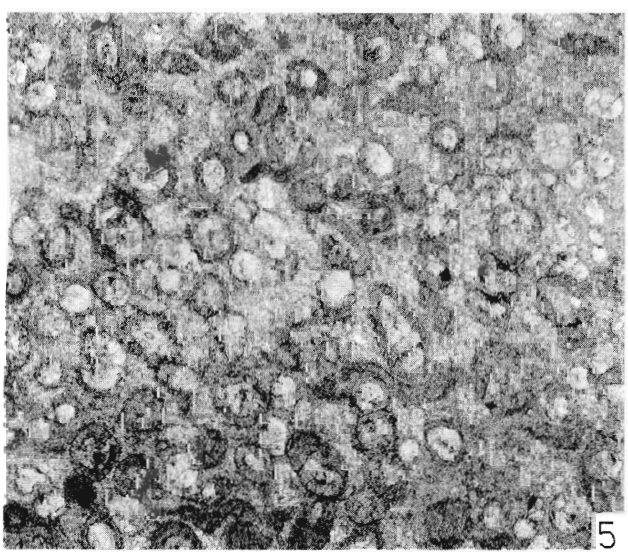

6

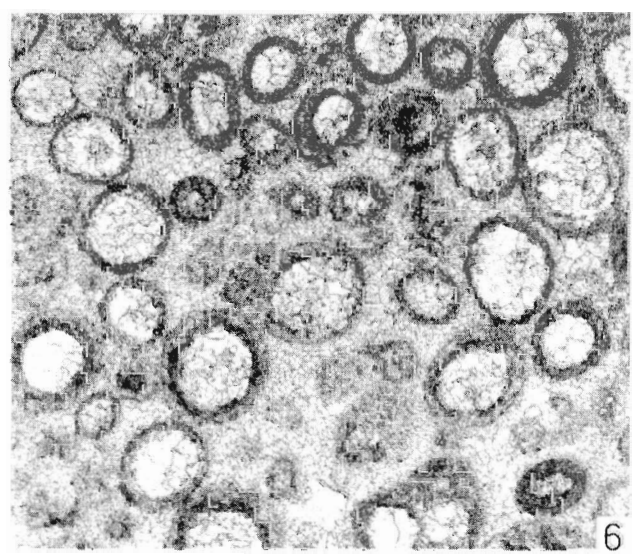

1


2


3


4


5


6

„ohnivkami". Väčšia časť ooidov podľahla rekryštalizácii pravdepodobne pod vplyvom migrujúceho Fe v roztokoch. Ooidy majú podobu okrúhlych kalcitových monokryštálov s tenkým lemom hydroxidov Fe (tab. I, obr. 5). Impregnácie ooidov červeným pigmentom sa zhodujú s verfénskou horninou z bavorských Álp, ktorú zobrazil Hagn (1955, tab. II, obr. 1), ale nie je vylúčené, že pôvodne išlo o selektívnu dolomitizáciu s nasledujúcou rekalcifikáciou ako pri už spomenutom ooidovom vápenci z lokality Gerennavár. Okrem spomenutých foraminifer sa tam vyskytujú kolumnálie krinoidov a nehojné prierezy gastropód, veľmi slabá jemnopiesčitá prímes klastického kremeňa a ojedinelé intraklasty. Z tejto lokality ooidové vápence s gastropódami a „hardgroundom" uvádzajú aj Fejdiová a Salaj (1994) a vyznačujú ich pozíciu v profile.

Podložie viedenskej panvy. Z hĺbky 4700 m vrtu Gajary Ga-125 uvádza Mišík (1994, pl. III, 1) mikrofotografiu obliaka „gastropodenoolitu" zo senónskych zlepencov glinzendorfskej muldy. Ooidy boli sčasti zatláčané klencami Fe dolomitu (tab. I, obr. 6). Prítomné sú drobné gastropóda, *Meandrospira* sp., slabá prímes siltového kremeňa a muskovitu a hojný je autigénny kremeň a živce.

Záver. Ooidy vo vápencoch skýtu (spodného triasu) takmer vždy vypĺňa dolomit (resp. kalcit, ktorý vznikol pri dedolomitizácii, s prímesou Fe).

Anis

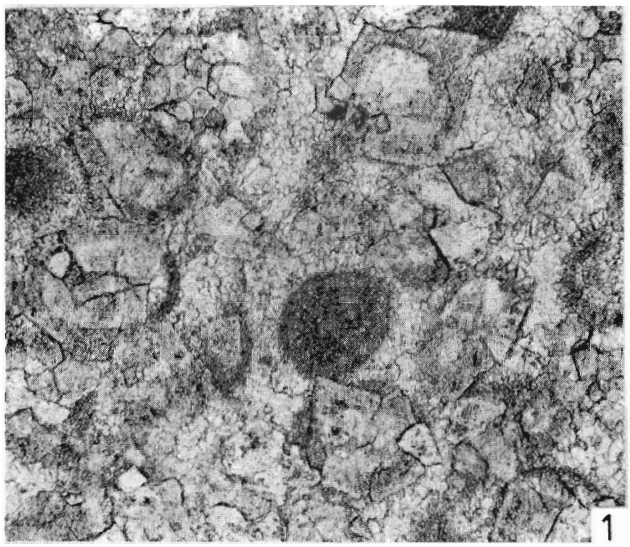
Krížňanský príkrov. V gutensteinských vápencoch vystupujú lokálne polohy ooidových vápencov. Najčastejšie ide o krížňanský príkrov. Niektoré prípady deformácie ooidov a ich premien zobrazil Mišík (1972). Ooidy majú bežne esovité deformácie a spájajú sa do krátkych retiazok (tab. II, obr. 1), napr. v Škripovej doline pri Valaskej Belej (Strážovské vrchy) a v Sklených Hutách (Malé Karpaty, vysocký príkrov). Viackrát sa vyskytol vnútorný kolaps, vborenie sa mikritickej obruby pri kompakcii po rozpustení aragonitových ooidov (tab. II, obr. 2), napr. v lome Polom pri Žiline a na vrchu Vysoká v Malých Karpatoch (tab. II, obr. 3). Selektívne nedokonalé zatláčanie agregátom dolomitových zrniek (tab. II, obr. 4) je napr. z lokality Škripova dolina (Strážovské vrchy). Dolomit väčšinou vypĺňa centrálnu časť ooidov okrem periférnych vrstvičiek (tab. II, obr. 5, 6) napr. v Lubochnianskej doline vo Veľkej Fatre. Ooidy väčšinou kompletne vypĺňa jeden jedinec dolomitu (výsledkom je oválny kryštál) alebo niekoľko jedincov dolomitu. Pravdepodobne išlo o vyplnenie dutiny po rozpustených aragonitových ooidoch. Rastúce dolomitové kryštály len niekedy prekonali povrchovú bariéru bývalého ooidu a rástli ďalej do okolitej medzernej hmoty (tab. III, obr. 1), napr. na vrchu Hoblík pri Žiline v Malej Fatre. Ojedinelá silicifikácia ooidov sa vyskytla na lokalite Polom, pričom v centre ooidov je čistejší agregát mikrokremeňa. Tri chemické analýzy ooidových vápencov anisu uvádza Mišík (1972, s. 24).

Tatrikum. V gutensteinských vápencoch tatrika sú polohy s ooidmi zriedkavejšie, napr. v Poľrieke (Žiar) a v Dúbravke (Malé Karpaty). Na lokalite Bratislava-Dúbravka pri Závodoch technického skla sú selektívne dolomitizované osobitným spôsobom (Mišík, 1970). Hornina je slabo metamorfovaná a rekryštalizovaná medzerná hmota obteká rigidné dolomitizované ooidy (tab. III, obr. 2). Z toho vidno, že dolomitizácia alpínskej metamorfóze zreteľne predchádzala. Štatistické sledovanie smeru, z ktorého dolomitové kryštály v ooidoch prednostne rástli, sprvu ako čire romboédre, pravdepodobne odzrkadľuje smer niekdajšieho prúdenia horečnatých roztokov (Mišík, 1970).

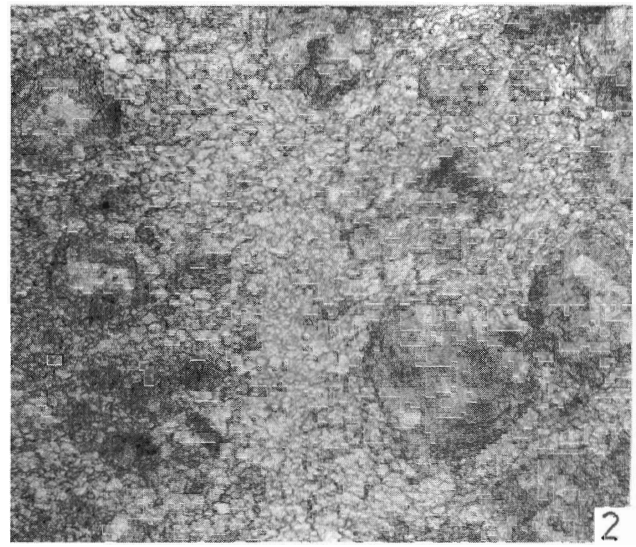
Vyššie centrálnokarpatské príkrovy. Príkladom je Farbište pri Ponikách (Nízke Tatry), zámok Modrepos a Malá Vápenná (Roštún) pri Sološnici (Malé Karpaty). Na poslednej lokalite sa vyskytla ojedinelá selektívna silicifikácia ooidov (tab. III, obr. 3). Agregáty autigénneho xenomorfného kremeňa zatláčajú elipsoidálne ooidy (maximálne veľké 0,5 mm). V niektorých ooidoch bol pôvodný aragonit nahradený kalcitom ešte pred ich úplným vylúhovaním (jemnozrnný kalcitový agregát nevykazuje drúzové zväčšovanie zŕn do stredu). V zriedkavých prípadoch celý priestor bývalého ooidu vypĺňa jediný kalcitový monokryštál. Agregáty jemnozrnného SiO_2 sú čisté, čo je pre vypĺňanie prázdnych, vylúhovaných priestorov typické, a inklúzie obsahujú len výnimočne. Silicifikované ooidy majú iba zriedka kalcitové jadro. Miestami je silicifikovaná aj medzerná hmota, avšak veľmi jemnozrnným

◀ Tab. II. Ooidy stredného triasu. 1 - Deformované ooidy, v spodnej časti kolapsované, vpravo hore spájané do retiazky; časť ooidov je mikritizovaná. Poloha oosparitu v gutensteinskom vápenci anisu krížňanského príkrovu, Škripova dolina pri Valaskej Belej, Strážovské vrchy. Č. v. 1633, zv. 11x, 2 - Slabo dolomitizovaný ooidový vápenec. Pôvodne aragonitové ooidy boli vylúhované, ich mikritové obruby zväčša kolapsované. Ooid blízko stredu je vyplnený dolomitovým klencom. Vápence anisu, lom Polom pri Žiline, Malá Fatra. Zv. 43x., 3 - Kolapsované (vborené) a esovité deformované ooidy, pôvodne aragonitové. Gutensteinský vápenec anisu vysockého príkrovu, Vysoká, Malé Karpaty. Č. v. 2227, zv. 43x., 4 - Selektívna dolomitizácia ooidov. Horná polovica výbrusu bola sfarbená dusičnanom strieborným. Gutensteinský vápenec anisu, Škripova dolina pri Valaskej Belej, Strážovské vrchy. Zv. 14x., 5 - Selektívna dolomitizácia ooidov. Gutensteinský vápenec anisu krížňanského príkrovu, Nižné Krátke v Ľubovnianskej doline, Veľká Fatra. Č. v. 23092, zv. 14x., 6 - Dolomit vypĺňa stredné partie ooidov, pôvodne pravdepodobne aragonitových. Ako v predchádzajúcom obr. Č. v. 23092, zv. 27x.

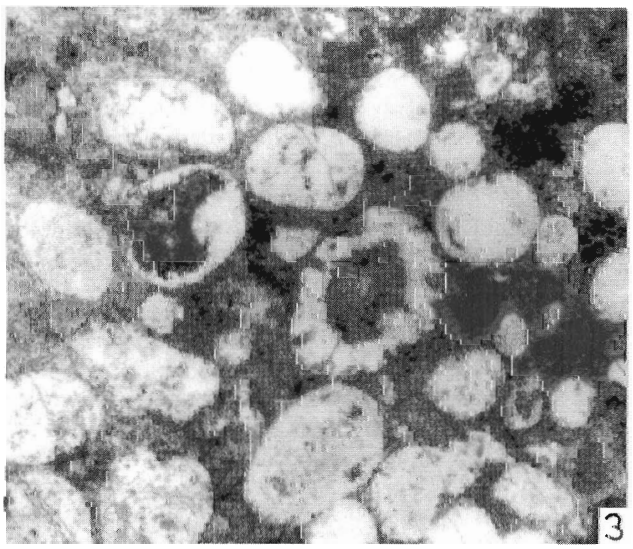
Tab. II. Ooids of Middle Triassic. - Fig. 1. Deformed ooids, in the lower part collapsed, in the right upper side they are joined into the chain; part of the ooids is micritized. Intercolation of oosparite in Gutenstein limestone of Anisian of the Krížna nappe, loc. Škripova valley near Valašská Belá, Strážovské vrchy Mts. Sample No. 1633, magn. 11x. - Fig. 2. Weakly dolomitized ooid limestone. Originally aragonitic ooids were leached, their micritic rims are mostly collapsed. Ooid near the central part is filled with dolomitic rhombohedron. Anisian limestones, quarry Polom near Žilina town, the Malá Fatra Mts. Magn. 43x. - Fig. 3. Collapsed (sinked) and pantile deformed ooids, originally of aragonite. Gutenstein limestone of Anisian of Vysocky nappe, Vysoká, Malé Karpaty Mts. Sample No. 2227, magn. 43x. - Fig. 4. Selective dolomitization of ooids. Upper part of thin section has been coloured by silver nitrate. Gutenstein limestone of Anisian, Škripova valley near Valašská Belá, Strážovské vrchy Mts. Magn. 14x. - Fig. 5. Selective dolomitization of ooids. Gutenstein limestone of Anisian of Krížna nappe, Nižné Krátke in the Ľubovňa valley, Veľká Fatra Mts. Thin section No. 23092, magn. 14x. - Fig. 6. Dolomite fills the middle parts of ooids, originally probable of aragonite composition. The same as in previous Fig. Thin section No. 23092, magn. 27x.



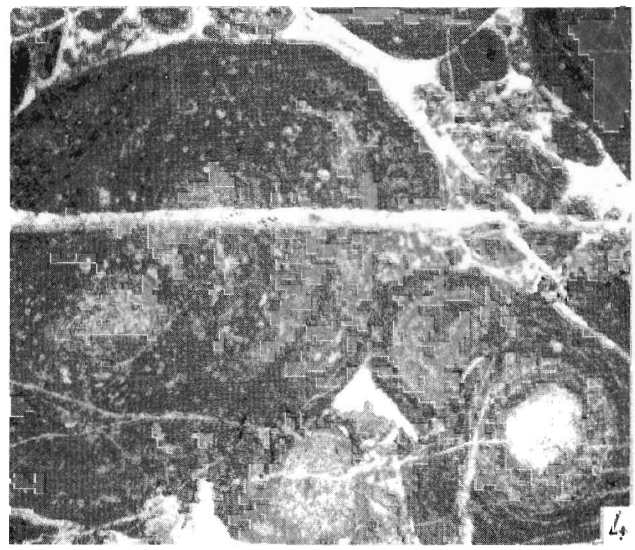
1



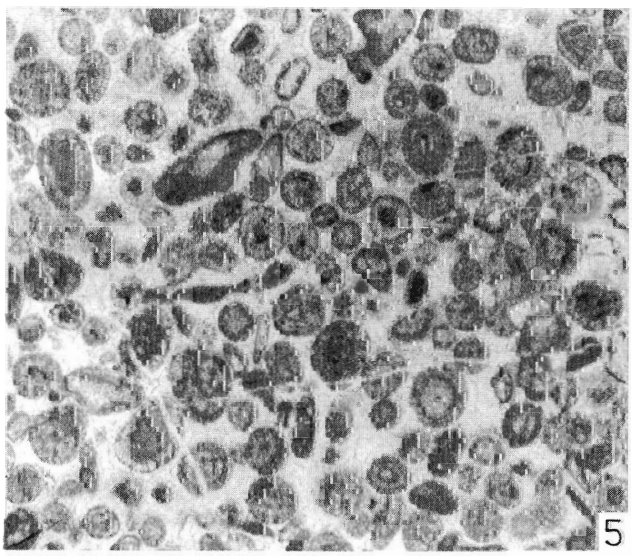
2



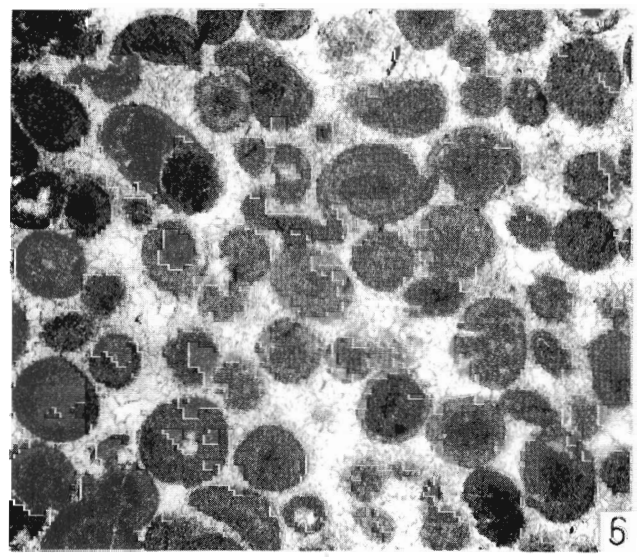
3



4



5



6

(„chalcedónovým") SiO_2, preplneným kalcitovými inklúziami. Z ilýru Strážovskej hornatiny spomína vápence s ooidmi Maheľ (1986).

Silický príkrov. Ako príklad uvádzame lokalitu Gerlaská skala.

Exotické obliaky. Ooidový vápenec sa ako obliak vyskytol v paleocénnom pročskom zlepenci pieninského bradlového pásma z exotickej znosovej oblasti označovanej ako neopieninská kordiléra (Mišík et al., 1991). Pôvodne aragonitové ooidy veľké 0,2 - 0,4 mm boli - s výnimkou mikritizovaného povrchu - zo značnej časti vylúhované a vyplnené drúzovým kalcitom. Mikritické obaly bývajú rozlámané a kolapsované. Častá je esovitá deformácia a spájanie do krátkych retiazok. Zriedka sa uplatnila dolomitizácia ooidov bez rešpektovania pôvodných obrysov. Celkom ojedinele sa vyskytujú echinodermové články, ostrakóda a foraminifery vrátane *Glomospira* aff. *densa* (Pantič), dokazujúcej aniský vek.

Záver. Vo všetkých aniských ooidových vápencoch chýba klastický kremeň. Jadrá ooidov nie sú identifikovateľné. Radiálnolúčovitá stavba sa nikdy nezachovala. To, ako aj znaky vylúhovania a vypĺňania dutiniek ukazuje na pôvodné aragonitové zloženie ooidov. Mikrofosílie sa vyskytujú iba výnimočne. Išlo o rozsiahle prílivové plytčiny karbonátovej platformy s mierne zvýšenou salinitou, pričom partie s ooidmi asi naznačujú miesta niekdajších prílivových kanálov.

Ladin

Ako príklad výstupu ooidov vo wettersteinských vápencoch uvádzame lokalitu na JV od Malého vrchu na Plešiveckej planine, kde ooidy tvoria aj jadrá girvanelových onkoidov (Mišík, 1966; tab. IV, obr. 2). Červený pigment sa viaže iba na ooidy (tab. III, obr. 4). Viaceré lokality s ooidmi uvádza zo Slovenského krasu Mello (1976, obr. 3) a prítomnosť ooidov pokladá za príznak zarifovej fácie a fácie plytkovodnej platformy v protiklade s biohermnou fáciou wettersteinských vápencov (Mello, 1976).

Karn

V tisoveckých vápencoch (tuval) uvádza polohu sivých a ružových oosparitov v profile od Silickej Brezovej Mišík a Borza (1976). Veľkosť ooidov kolíše od 0,3 do 0,8 mm.

Norik

V telesách dachsteinského vápenca sa miestami vyskytujú polohy oosparitov, napr. troska silicika v podobe muránskeho príkrovu v Muránskej Dlhej Lúke (tab. III, obr. 5). Oosparity z Muránskej planiny uvádza aj Borza (1977). Tvoria tam súčasť člena A dachsteinských cyklotém . Ooidy sú veľké 0,4 - 0,6 mm (maximálne 1 mm), majú koncentrickú aj radiálnolúčovitú stavbu, z čoho možno bezpečne usudzovať o ich pôvodnom kalcitovom zložení. Zo Stratenskej hornatiny ich spomína Maheľ (1957). Z karnu - norika Plešiveckej planiny, lokalita Nagyhegyes, na V od kóty 667, pochádza vzorka vápenca od Bystrického s ooidmi a girvanelovými onkoidmi, pravdepodobne wettersteinskej fácie (Schaleková, 1959). V dachsteinských vápencoch norika chočského príkrovu vystupujú oosparity v zárezе železnice pri Hybiach. Z Čachtických Karpát ich uvádza Hanáček (in Salaj, 1987).

Exotiká. Dva obliaky biooosparitu z 18 zistených obliakov dachsteinskej fácie norika uvádza z paleogénu račianskej a predmagurskej jednotky flyšového pásma Soták (1986).

Dolomity anisu - norika s reliktnou ooidovou štruktúrou

Uvádzame iba prípady s pervazívnou dolomitizáciou celej horniny (selektívnu dolomitizáciu ooidov vo vápenci sme opísali v predchádzajúcich kapitolách).

◀ Tab. III. Ooidy stredného triasu a norika. 1 - Dolomitický vápenec s reliktnou ooidovou štruktúrou. Stredné partie pôvodne aragonitových ooidov vypĺňa jedno alebo viac zŕn dolomitu, ktoré prekonali povrchovú bariéru a prerástli do medzernej hmoty, a tak vytvorili klencové obmedzenia. Vložka v gutensteinskom vápenci anisu krížňanského príkrovu, vrch Hoblík pri Žiline, Malá Fatra. Zv. 55x., 2 - Selektívne dolomitizované ooidy v slabo metamorfovanom vápenci. V prvom štádiu sa vytváral čiry klenec, ďalšia opticky zhodne dorastaná časť „okrúhleho" kryštálu obsahuje žltkastý pigment. Medzerná hmota vykazuje metamorfnú rekryštalizáciu, obteká rigidné dolomitové ooidy - dolomitizácia predchádzala metamorfnému postihnutiu horniny. Stredný trias devínskej sukcesie tatrika, nad lomom bývalej Štokeravskej vápenky, Bratislava-Dúbravka, Malé Karpaty. Č. v. 2512, zv. 50x., 3 - Selektívne silicifikované ooidy; mikrokremeň (biely) vyplnil vylúhované aragonitové ooidy. Vápenec anisu veterníckeho príkrovu, Malý Raštún (Vápenná), pri Sološnici, Malé Karpaty. Č. v. 2621, zv. 26x., 4 - Ooidy uzavreté v riasových (girvanelových) onkoidoch. Vápence ladinu silického príkrovu, na JV od Malého vrchu na Plešiveckej planine, Slovenský kras. Zv. 25x., 5 - Ooidový vápenec, vložka v dachsteinskom vápenci norika silicika, Muránska Dlhá Lúka, Muránska planina. Č. v. 2882, zv. 20x., 6 - Dolomit s reliktmi ooidov, časť z nich esovite deformovaná a spájaná do krátkych retiazok. Stredný alebo vrchný trias krížňanského príkrovu, Lúčky, zárez cesty na Choč, Chočské vrchy. V. č. 712, zv. 43x.

Tab. III. Ooids of the Middle Triassic and Norian. - Fig. 1. Dolomitic limestone with relic ooidic texture. The central parts of originally aragonite ooids are infilled with one or several dolomitic grains, which got over the superficial barrier and overgrew into the interstitial mass, creating the rhombohedral shapes. Intercalation in the Gutenstein limestone of Anisian of the Krížna nappe, Hoblík hill near Žilina, Malá Fatra Mts. Magn. 55x. - Fig. 2. Selective dolomitized ooids in the weakly metamorphosed limestone. In the first stage, the pure rhombohedron originated, next optically identically growing up part of "rounded" crystal contains yellowish pigment. Intersticial mass which was affected by metamorphic recrystallization, flows around the rigid dolomitic ooids - dolomitization forewent the metamorphic overprint of the rock. Middle Triassic of the Devín sucession of Tatricum. Loc. above the guarry of the former Štokerava lime-kiln, Bratislava-Dúbravka, the Malé Karpaty Mts. Sample No. 2512, magn. 50x. - Fig. 3. Selective silicified ooids; microquartz (white) filled leached aragonite ooids. Limestone of Anisian of the Veterník nappe, loc. Malý Raštún (Vápenná), near Sološnica, the Malé Karpaty Mts. Sample No. 2621, magn. 26x. - Fig. 4. Ooids separated in alga (Girvanella) onkoids. Ladinian limestones of the Silica nappe on the Plešivec plain, SE of Malý vrch, Slovak Karst. Magn. 25x. - Fig. 5. Ooidic limestone, intercalation in the Dachstein limestone of the Norian of Silicikum. Loc. village Muránska Dlhá Lúka, Muráň plain. Sample No. 2882, magn. 20x. - Fig. 6. Dolomite with the relicts of ooids, part of them has S-shape deformation and is joined into the chain. Middle or Upper Triassic of the Krížna nappe, Lúčky, cut of the road to the Choč, Choč Hills. Sample No. 712, magn. 43x.

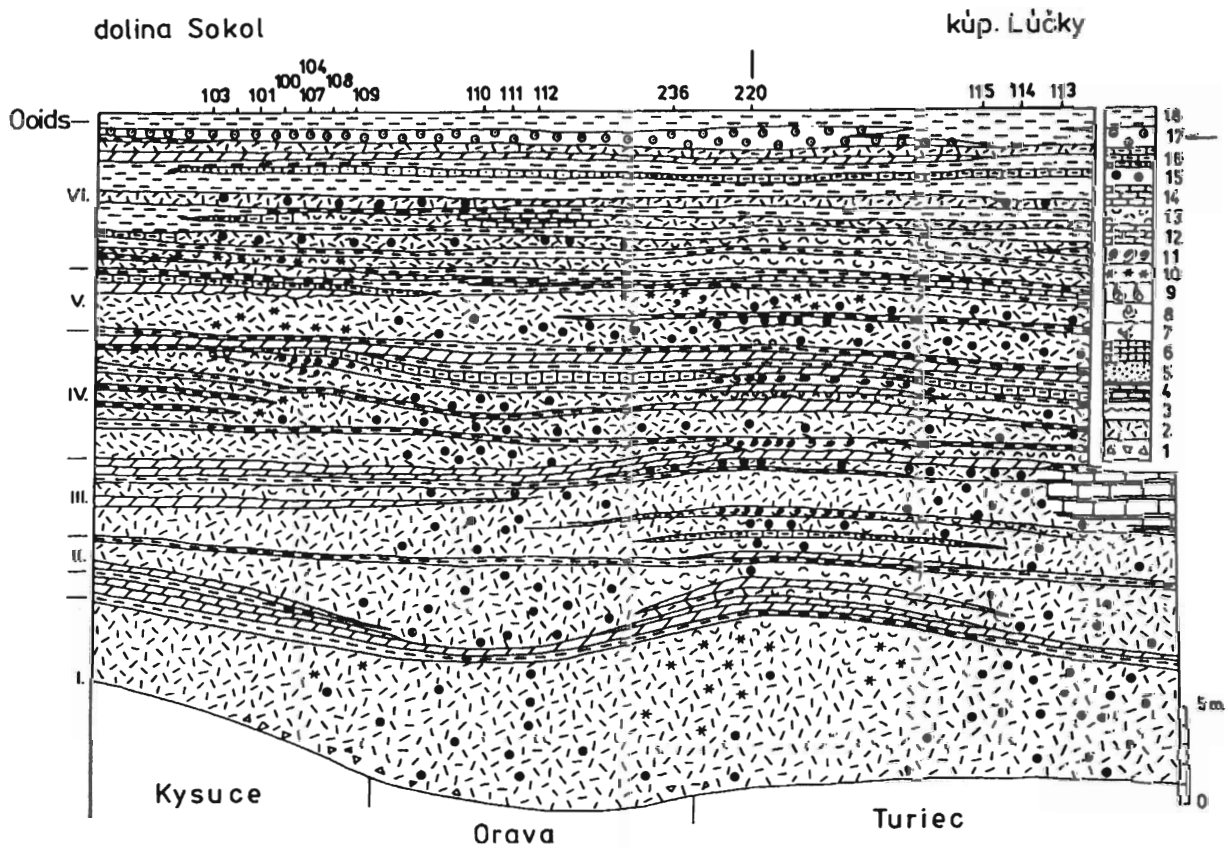
Tatrikum. Dolomity s ooidmi z Devína pri Bratislave spomenul už Koutek a Zoubek (1930). Tento dolomitový komplex devínskej sukcesie patrí do anisu (Mišík, 1986). Zo stredného triasu šiprunskej sukcesie Veľkej Fatry urobil mikrofotografiu ooidových dolomitov Bystrický (1956, tab. II.).

Krížňanský príkrov. Z Belianskych Tatier uvádza ooidovú štruktúru v dolomitoch Kotaňski (1958) a zobrazil ich aj Borza (1959, tab. XI, obr. 2). Z Považského Inovca uvádza ooidové dolomity Maheľ (1986). V dolomitoch ladinu lokality Lúčky v Chočských vrchoch sa vyskytujú aj esovité deformované ooidy a spájajú sa do retiazok maximálne s tromi „ohnivkami" (tab. III, obr. 6). Ide o dolosparit (packstone) s maximálnou veľkosťou ooidov 0,5 mm. Vzájomné vtláčanie ooidov späté s ich rozpúšťaním prebehlo ešte pred penekontemporánnou dolomitizáciou. Pripojená je aj chemická analýza.

Rét

Krížňanský príkrov. Fatranské súvrstvie predstavuje objemovo najvýznamnejšiu koncentráciu ooidových vápencov v Západných Karpatoch. Makroskopicky mávajú sivú až čiernu farbu (ooidy sú vo výbrusoch hnedé). Koncentrická aj radiálnolúčovitá stavba ooidov sa výborne zachovala (tab. IV, obr. 1), čo signalizuje nástup „kalcitových morí" už vo vrchnom triase, a to po spodnotriasových až strednotriasových „aragonitových moriach". S kalcitovými ooidmi sa niekedy vyskytujú aj chamositové a hematitové ooidy (Kúšik, 1967; Mišík et al., 1960). Opisujeme ich na s. 101.

Sústavne sa štúdiu ooidových vápencov rétu venoval Michalík (1974; obr. 2, 3, 5). Dokazuje, že ooidy takmer všade vystupujú vo vrchnej časti najvyššieho cyklu (v karpatskom réte autor rozoznáva 5 - 6 cyklov) iba ojedinele vystupujú ako súčasť štvrtého cyklu (obr. 2). Ním spracovaná oblasť zahŕňala Chočské vrchy, Veľkú a Malú Fatru, Žiar, Strážovské vrchy, Považský Inovec a Tríbeč. Plošné rozmiestnenie a predpokladaný batymetrický rez zachytáva v inej práci (Michalík, 1973; obr. 6, 8). Telesá ooidového vápenca vystupujú takmer v celých Strážovských vrchoch (obr. 3) a okrem ojedinelých menších priestorov aj v južnej časti Malej Fatry. Miesta vyznievania oo-

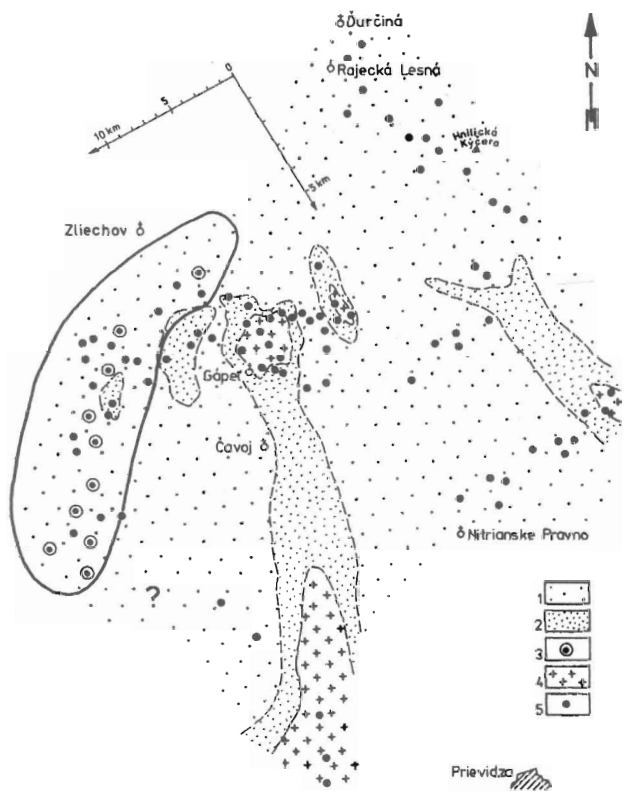


Obr. 2. Profil cez rétických sedimentov krížňanského príkrovu od Malej Fatry po Chočské vrchy (Michalík, 1974, obr. 5). 1 - brekcia, 2 - organodetritický vápenec, 3 - výmole, 4 - kalový vápenec, 5 - pieskovec, 6 - piesčitý vápenec, 7 - rybie zúbky, 8 - nález nautiloidov, 9 - gastropódový vápenec, 10 - koralový vápenec, 11 - brachiopódový vápenec, 12 - dolomit a dolomitický vápenec, 13 - lumachelový vápenec, 14 - jemnozrnný masívny vápenec, 15 - krinoidový vápenec, 16 - slienitý vápenec, 17 - ooidový vápenec, 18 - sliene a ílovce.

Fig. 2. Profile through the Rhaetian sediments of Krížna nappe from the Malá Fatra Mts. up to the Choč Hills (Michalík, 1974, Fig. 5). 1 - breccia, 2 - organodetritic limestone, 3 - scours, 4 - micritic limestone, 5 - sandstone, 6 - sandy limestone, 7 - fish teeth, 8 - finding of Nautiloidea, 9 - gastropod limestone, 10 - coral limestone, 11 - brachiopod limestone, 12 - dolomite and dolomitic limestone, 13 - coquina limestone, 14 - fine-grained massive limestone, 15 - crinoidal limestone, 16 - marly limestone, 17 - ooid limestone, 18 - marl and claystone.

idov lemujú výskyty s veľmi drobnými ooidmi. Z Veľkej Fatry vyznačil lokality s ooidovými vápencami Mišík (1964, obr. 6). Doteraz ojedinelý je hromadný výskyt riasy *Halicoryne carpathica* Mišík v ooidovom vápenci na vrchu Zvolen nad Donovalmi v Nízkych Tatrách (Mišík, 1978), ktorý možno označiť ako halikorýnovo-ooidovú mikrofáciu (tab. IV, obr. 2). Z južnej časti Veľkej Fatry a Nízkych Tatier (hronské synklinórium) opisuje ooidové vápence Čepek (1970, obr. 6). Uvádza kolísanie rozmerov od 0,10 - 0,85 mm. Ooidy boli v 13 % výbrusoch z rétických vápencov. Zo svahov Veľkej Furkasky v Západných Tatrách uvádzajú asi 2 m hrubú polohu vápenca s kalcitovými, chamositovými a hematitovými ooidmi z najvyššej časti fatranských vrstiev („prechodné vrstvy"; Gazdicki et al., 1979). Podrobnejšie dáta z Vysokých Tatier uvádza Sýkora (1987).

Z hojného vlastného výbrusového materiálu môžeme zhrnúť nasledujúce. Zväčša ide o dobre vytriedené oosparity, v ktorých priemerná veľkosť ooidov dobre odráža silu lokálneho príboja. Priemerná veľkosť kolíše od 0,3 (napr. vzorka Rajec-114) do 0,8 mm (napr. Rajec-13). Jadrá ooidov zvyčajne tvoria zrná klastického kremeňa a bioklasty. Značná časť ooidov nemá rozpoznateľné jadro (jadrom boli asi drobné zrnká mikritu). Takéto ooidy mávajú dokonale okrúhly tvar. Väčšie bioklasty sú niekedy potiahnuté jediným kortikálnym obalom (iniciálne ooidy). Ak mali nadkritickú veľkosť, nedostali sa do vznášania a neboli obaľované. Častý je prechod do oobiosparitov, najmä do ooidovo-krinoidových a ooidovo-drobnolumachelových vápencov (ooidy v nich mávajú v jadre úlomky schránok lastúrnikov, a preto sú silne pretiahnuté, elipsovité). Zložené ooidy, napr. ooidy majúce v jadre dva menšie ooidy, sú zriedkavé. Kolísanie farebného odtieňa (bituminózna alebo železitá prímes) v kortikálnych vrstvičkách počas rastu, dočasné prerušenie rastu ooidu späté s mikritizáciou niektorých obalov vo vnútri ooidu (tab. IV, obr. 3), ako aj pyritová pigmentácia vo vnútri ooidu (Mišík, 1966; tab. XIX, obr. 2b) ukazujú na časté zmeny podmienok počas tvorby ooidu, resp. na premiestňovanie ooidov a ich dorastanie mimo miesta pôvodného vzniku. Premiestňovanie ooidov do cudzieho prostredia dokumentujú oomikrity (tab. IV, obr. 4). Redepozícia do iného prostredia je zrejmá aj z prípadov, keď je v medzernej mase vápenca hojný siltový kremeň, ktorý sa však nikde nestal jadrom ooidov.



Obr. 3. Distribúcia ooidového vápenca v réte krížňanského príkrovu Strážovských vrchov a časti Malej Fatry (podľa Michalíka, 1973, obr. 8). 1 - vápenec s väčšími kalcitovými oidmi, 2 - tenké vložky vápenca s drobnými kalcitovými ooidmi, 3 - vápenec obsahujúci aj Fe ooidy, 4 - územie bez ooidov, 5 - spracované lokality.

Fig. 3. Distribution of ooidic limestones in the Rhaetian of Krížna nappe of the Strážovské vrchy Mts. and part of the Malá Fatra Mts. (according to Michalík, 1973, Fig. 8). 1 - limestone with the bigger calcite ooids, 2 - thin intercalations of limestone with the fine calcite ooids, 3 - limestone containing also Fe ooids, 4 - territory without ooids, 5 - studied localities.

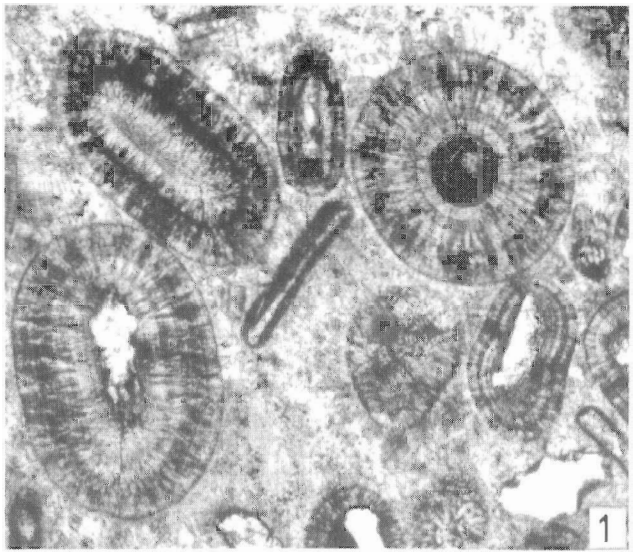
Z postdepozičných premien možno spomenúť vytváranie mikrostylolitov po obvode ooidov (tab. IV, obr. 5). Ojedinele sa vyskytlo tlakové rozpúšťanie na ich kontakte s tmelom bez vytvárania zreteľných mikrostylolitov (tab. IV, obr. 6). Vzájomné vtláčanie ooidov spojené s rozpúšťaním je zriedkavé. Rekryštalizácia ooidov spätá s úplnou stratou radiálnolúčovitej a niekedy aj koncentrickej stavby má rozličný vzhľad (tab. V, obr. 1, 2, 5) a niekedy sa spája s výrazným tlakovým účinkom (tab. V, obr. 3, 4). Bežné je syntaxiálne dorastanie kremeňa na klastické jadro (Mišík, 1995) s výraznými prizmatickými plochami a s rozštepovaním rombických plôch (tab. V, obr. 6, 7). Rast autigénneho kremeňa interferujúci s tvorbou mikrostylolitu zachycuje tab. VI, obr. 1. Dorastanie na kremeňové jadro ooidu zobrazil aj Kúšik (1967, obr. 10).

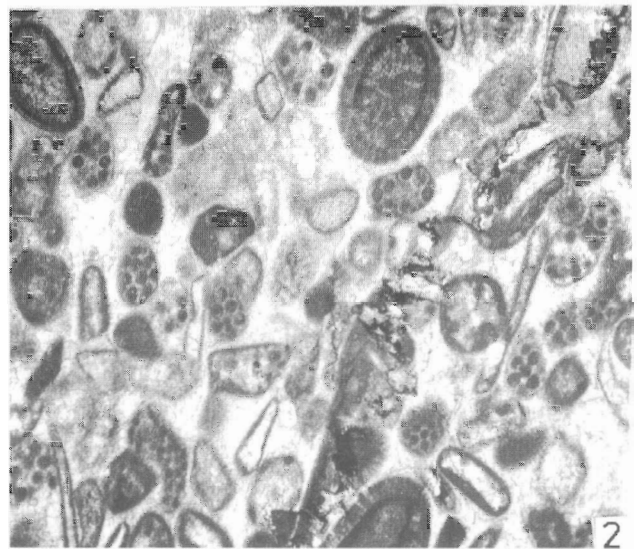
Je pozoruhodné, že všetky tri izotopové rozbory z ooidových vápencov rétu krížňanskej jednotky (Kantor a Mišík, 1992) ukazujú vysoké negatívne hodnoty delta ^{18}O od - 5,31 až do - 8,01 ‰.

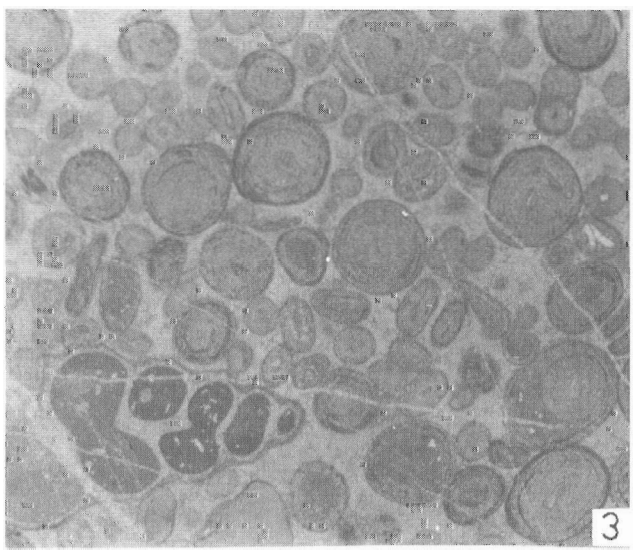
Tatrikum. Rét v tatriku v niektorých jadrových pohoriach pre vynorenie sa (hiát) chýba. Ak je prítomný, ooidový vápenec obsahuje.

Chočský príkrov. Ooidové a krinoidovo-ooidové vápence sa v dachsteinskej fácii vyskytujú v mojtínskom vápenci napr. v Plaveckom Petre v Malých Karpatoch (tab. V, obr. 5). Gazdicki a Michalík (1980) ho uvádzajú z Vysokých Tatier z Chocholovskej doliny (ojedinele sa vyskytuje aj v Lejowej doline) a zo Strážovských vrchov z profilu Norovica a Tŕstie (l. c., obr. 3, 4, 6, 9). Z tohto pohoria z lokality Diviacka Nová Ves pochádza aj vzorka rétického vápenca obsahujúca mikroonkoidy aj ooidy, ktoré často tvoria jadrá mikroonkoidov (tab. VI, obr. 2).

Exotiká. Z pieninského exotického zdroja z „upohlavských" zlepencov cenomanu - turónu klapskej jednotky

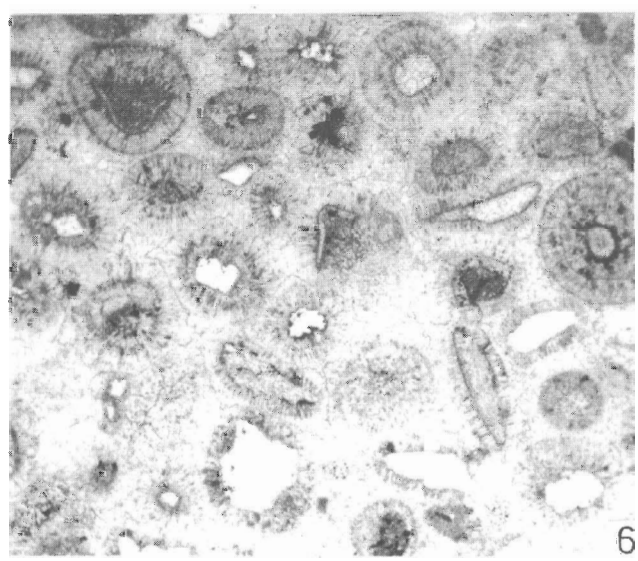

1


2


3

4

5


6

z lokality Krivá-zárez železnice a z koňackého zlepenca kysucko-pieninskej jednotky pri Zástraní (I-t) pochádzajú obliaky sivých oosparitov s úlomkami brachiopód, gastropód a so zriedkavými foraminiferami. Priemerná veľkosť ooidov je 0,3, v druhom prípade 0,5 mm (Mišík et al., 1977).

Z východného sektora bradlového pásma („neopieninská kordiléra") z paleocénnych pročských zlepencov zaregistroval Mišík, Sýkora, Mock a Jablonský (1991) dva obliaky ooidového vápenca z lokality Beňatina obsahujúce foraminifery, napr. *Angulodiscus pokornyi* (Salaj) ukazujúce na rozpätie sevat - rét. Maximálna veľkosť ooidov je 0,8 mm.

Zo strihovských zlepencov, ktorých zdrojom bola juhomagurská kordiléra, zaznamenal Mišík, Sýkora a Jablonský (1991) obliak ooidového vápenca rétu: piesčitý oosparit s maximálnou veľkosťou ooidov 0,4 mm z Mičakoviec a ooidovo-drobnolumachelový vápenec z Matiašky s maximálnymi ooidmi do 1 mm.

Obliak oopelsparitu z Horných Košarísk, ktorého vek je doložený prítomnosťou *Triasina hantkeni* z valchovského zlepenca senónu (Mišík, 1991), zrejme nepatrí medzi exotiká a bol derivovaný z dachsteinských vápencov Brezovského pohoria.

Hetanž

Krížňanský príkrov. Pre pozvoľný prechod medzi rétom a hetanžom sa nedajú vždy presne odčleniť polohy ooidových vápencov rétu od hetanžských. Sivé a čierne ooidové vápence pri nedostatku faunistických kritérií pokladáme za rétické. Pestrofarebné ooidové vápence v krížňanskom príkrove Veľkej Fatry a v západnej časti Nízkych Tatier kladieme do hetanžu (Mišík, 1964, lokality na obr. 8, tam je aj frekvencia mikrofaciálnych prvkov v 12 vzorkách). Akcesoricky sa kalcitové ooidy vyskytujú aj v mikroonkoidových vápencoch, kde môžu tvoriť aj jadrá mikroonkoidov. Maximálna veľkosť ooidov je 1 mm. Ojedinele sa spozorovali sesilné nubekularidné foraminifery prisadnuté na ooidy (tab. VI, obr. 4). Z Ilanovskej doliny v Nízkych Tatrách pochádza krinoidovo-ooidový vápenec s iniciálnym tmelením. Do zvyškových interpartikulárnych pórov bol neskôr vplavený mikritový kal. Prítomné sú aj intraklasty obsahujúce ooidy. Podľa Maheľa (1986) polohy ooidového a ooidovo-krinoidového vápenca v ilanovskej sukcesii dosahujú mocnosť 15 - 25 m a obsahujú lastúrniky hetanžu. Fialovoružový ooidový vápenec z Gaderskej doliny vo Veľkej Fatre obsahuje aj zložené ooidy, je takmer bez terigénnej prímesi a s drobným autigénnym kremeňom (nerozpustný zvyšok 3,4 %).

Tatrikum. Sivoružový piesčitý ooidovo-drobnolumachelový vápenec zo šiprunskej sukcesie Veľkej Fatry (lokalita Malý Šipruň) obsahuje až 24,36 % nerozpustného zvyšku. Okrem klastického kremeňa sa tu ojedinele vyskytujú plagioklasy a mikroklíny a slabá dolomitizácia. Nepublikovaná chemická analýza SiO_2 22,18 %, Al_2O_3 0,89 %, Fe_2O_3 0,76 %, FeO 0,36 %, CaO 40,38 %, MgO 2,52 %, CO_2 33,14 %. Po vylúčení iniciálneho tmelu sa mikrit vplavil do pórov (tab. VI, obr. 3). Podobná hornina vystupuje aj v malofatranskej sukcesii pri Párnici. Obsahuje aj zlomené ooidy (tab. VI, obr. 5). Vložky čierneho ooidového vápenca hetanžu z malomagurskej jednotky na V od Valaskej Belej uvádza Polák (1978).

V donovalskej sukcesii Nízkych Tatier na lokalite Sliačany sa zistil ojedinelý prípad zatláčania ooidov autigénnym kremeňom počas alpínskej metamorfózy (Mišík, 1995, pl. IV, Fig. 3, 4). V piesčitom ooidovo-drobnolumachelovom vápenci (maximálna veľkosť ooidov 1 mm) sú takmer všetky ooidy silicifikované, ich kortex alebo iba jeho časť je nahradená jedným až tromi optickými jedincami kremeňa (tab. VI, obr. 6, 7). Ojedinele sa proces kombinoval so syntaxiálnym narastaním na klastické kremenné jadro. SiO_2 prenikalo do ooidov pozdĺž ich radiálnej štruktúry. Kalcitových jadier ooidov a kalcitového matrixu sa silicifikácia nedotkla. V kortexe silicifikovaných ooidov sa pri alpínskej metamorfóze vytvorili lupienky sľudnatého pleochroického minerálu.

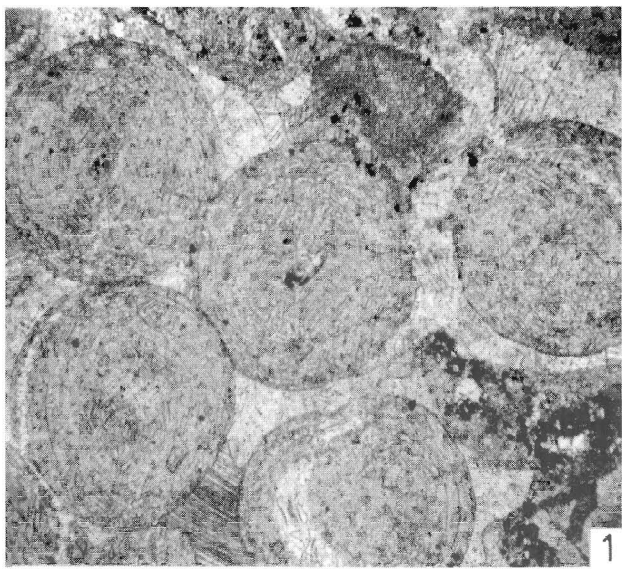
Iné jednotky. Dynamometamorfované oosparity zo spodného liasu veporika Čiernej hory (lokalita Beňov laz) uvádza Polák (1987, tab. XXIV, obr. 3) a z haligovského bradla Maheľ (1986).

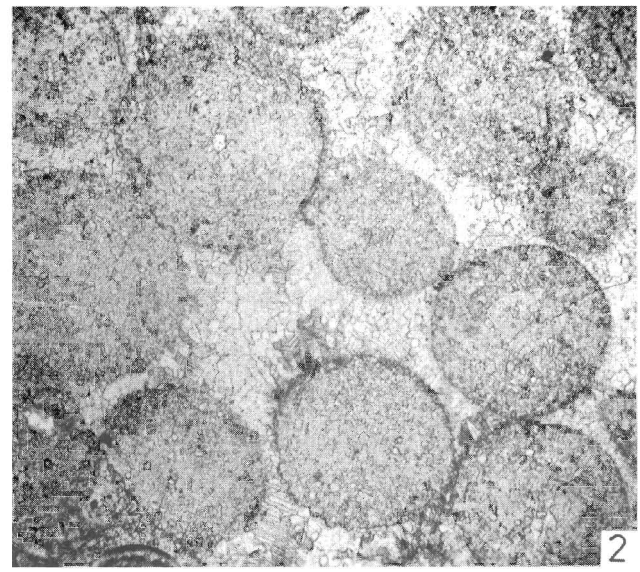
V hetanži sa ojedinele vyskytli aj illitové ooidy na lokalite Ždiarska vidla (Mišík et al., 1960); analyzujeme ich na s. 105.

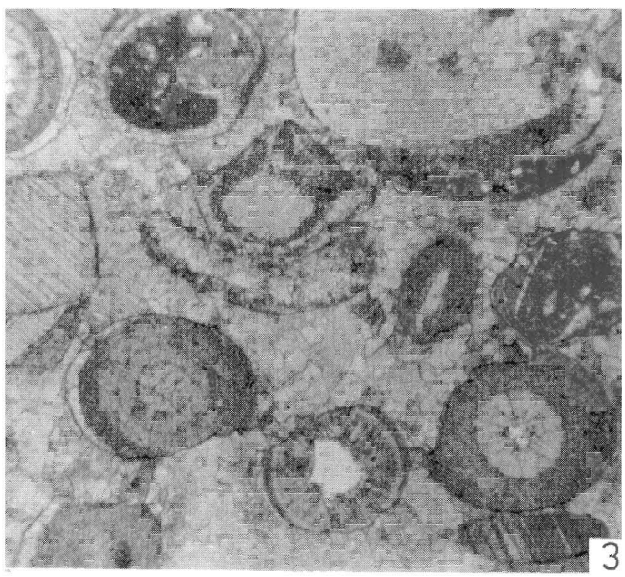
Exotiká. Výskyt ooidových a lumachelových vápencov so spodnoliasovou faunou opísala Kochanová a Kollárová-Andrusovová (1971) od Brvnišťa z údajného bradla ako najspodnejšieho člena czorsztynskej sukcesie. Preverením lokality sme zistili, že vápenec s ooidmi (tab. VII, obr. 1) predstavuje exotický blok metrovej veľkosti v kriedových sedimentoch.

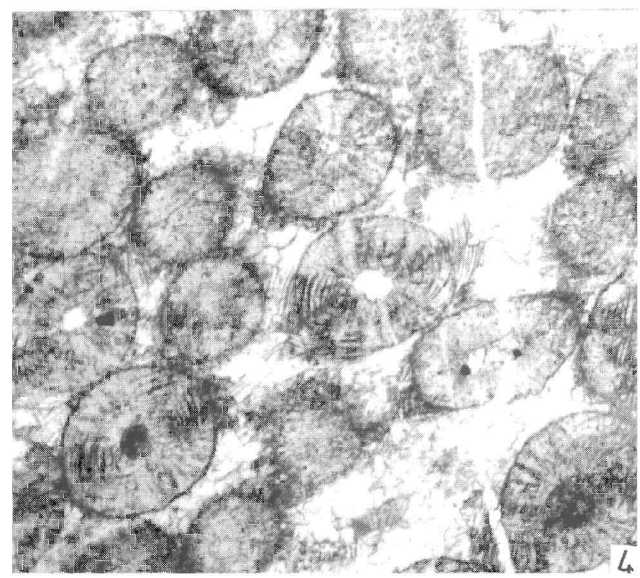
◀ Tab. IV. Ooidy rétu a hetanžu. 1 - Ooidový vápenec rétu krížňanského príkrovu. Bolšánova kopanica, Inovec. Č. v. 6993, zv. 44x., 2 - Ooidovo-halikorýnová mikrofácia (riasa *Halicoryne carpathica*) vo vápenci rétu krížňanského príkrovu, vrch Zvolen pri Donovaloch, Nízke Tatry. Zv. 55x., 3 - Oosparit s rekryštalizovanými ooidmi, časť vrstvičiek v kortexe je mikritizovaná. V schránke gastropóda sa uchránil mikritový kal pred vymytím vlnami a prúdmi. Hetanž krížňanského príkrovu. Čutkova dolina, Veľká Fatra. Zv. 14x., 4 - Styk oomikritu a oosparitu. Hojný drobný autigénny kremeň sa viaže iba na mikritový substrát. Hetanž krížňanského príkrovu, na V od Kochule, Nízke Tatry. Zv. 29x., 5 - Mikrostylolity sa vyvinuli najmä na obvode ooidov. Vápenec rétu ďurčinskej sukcesie, na V od Ďurčinej pri Rajci, Malá Fatra. Zv. 43x., 6 - Ooidy porušené tlakovým rozpúšťaním na ich kontakte s tmelom - sparitom. Rét krížňanského príkrovu, pod Parohmi, Krivánska Malá Fatra. Zv. 45x.

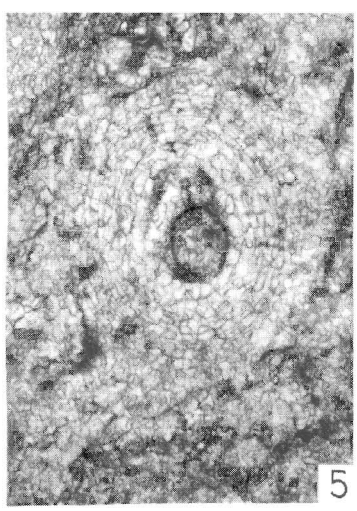
Tab. IV. Ooids of Rhaetian and Hettangian. - Fig. 1. Ooid limestone of Rhaetian of the Krížna nappe. Loc. Bolšánova kopanica, the Inovec Mts. Thin section No. 6993, magn. 44x. - Fig. 2. Ooid-halicorynic microfacies (alga Halicoryne carpathica) in limestone of Rhaetian of the Krížna nappe, Zvolen hill near Donovaly, the Nízke Tatry Mts. Magn. 55x. - Fig. 3. Oosparite with recrystallized ooids, part of cortical laminae is micritized. The micrite has been conserved from washing out in the gastropod skeleton. Hettangian of the Krížna nappe. Čutková valley, the Veľká Fatra Mts. Magn. 14x. - Fig. 4. Contact of oomicrite and oosparite. Abundant fine autigenic quartz is tied only with micritic substrate. Hettangian of the Krížna nappe, eastward of Kochuľa, the Nízke Tatry Mts. Magn. 29x. - Fig. 5. Microstylolites have been developed mainly in the perimeter of ooids. Rhaetian limestone of the Ďurčina succession, eastward of Ďurčina near Rajec, the Malá Fatra Mts. Magn. 43x. - Fig. 6. Ooids strained by pressure solution in their contact with cement - sparite. Rhaetian of the Krížna nappe, loc. below Parohy, Krivánska Malá Fatra Mts. Magn. 45x.

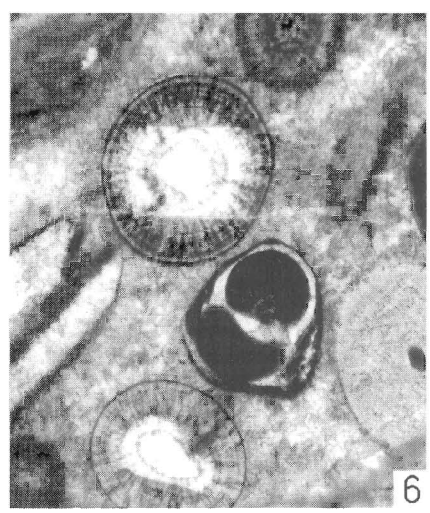

1

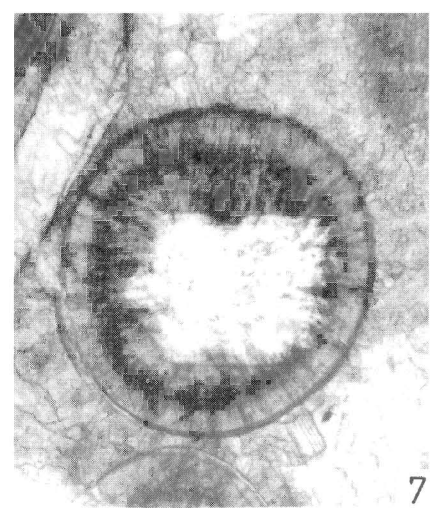

2


3


4


5


6


7

Doger

Zatiaľ jediný výskyt sme zistili v bradle czorsztynskej sukcesie vysokom 12 m v Bolešovskej doline (obr. 4). V spodnej časti odkryvu pri ceste vystupujú krinoidové vápence dogeru s neptunickými dajkami. V ľavej strane odkryvu, oddelené malým zlomom, vystupujú sivé ooidové vápence - oosparity (tab. VII, obr. 2) s dobre vytriedenými ooidmi so stredným priemerom 0,35 mm, s reliktmi radiálnolúčovitej stavby, značne mikritizované a ako výsledok mikroonkoidového dorastania na ooidy niekedy asymetrické. V asociácii sú početné drobné foraminifery - oftalmídiá (aj *Nodophtalmidium* sp.) a ojedinelé ostrakóda. Vzácne sa vyskytujú intraklasty. Klastický kremeň chýba. Nie je vylúčené, že ooidový vápenec vypĺňa kapsu v krinoidovom vápenci s neptunickými dajkami. Pravdepodobný vek je bat - kelovej.

Birkenmajer a Tyszka (1996, obr. 13, 14) uvádzajú zo súvrstvia Krzonowe (toark - álen) jednotky Grajcarka z poľskej časti bradlového pásma kalcitové ooidy v bioklastických piesčitých vápencoch (oosparity, oolitic lime grainstone).

Malm

Takmer všetky výskyty patria do titónu. Z východov sú známe zo sliezskeho príkrovu (těšínske a podradne aj štramberské vápence), zo ždánickej jednotky (ernstbrunnské vápence), z magurskej jednotky a z vyššieho centrálnokarpatského príkrovu Čachtických vrchov (barmsteinské vápence).

Flyšové pásmo - magurská jednotka. Najspodnejším horizontom je dobre datovaný hnedastý a červený ooidový vápenec s *Holcophylloceras mediterraneum*, ukazujúci vek vrchný oxford - kimeridž (Andrusov, 1959) z Holého kopca pri Koryčanoch. Ide o bradlo v magurskej jednotke, tektonickú šošovku alebo olistolit.

Ždánická jednotka, waschberská zóna. Podľa Eliáša a Eliášovej (1984) sa v Pavlovských kopcoch vo vyššej časti klentnického súvrstvia (oxford až stredný titón) vyskytujú ooidy redeponované z priľahlej pavlovskej plytkomorskej platformy. Andrusov (1959) cituje zo starších prác aj žltý ooidový vápenec s glaukonitom. Typický oosparit z ernstbrunnských vápencov (spodný a stredný titón) z lomu Turold pri Mikulove zobrazil už Andrusov (1959, tab. XLVI, obr. 2). Eliáš a Eliášová (1984) odtiaľ uvádzajú oomikrity s nerovnako intenzívnou dolomitizáciou.

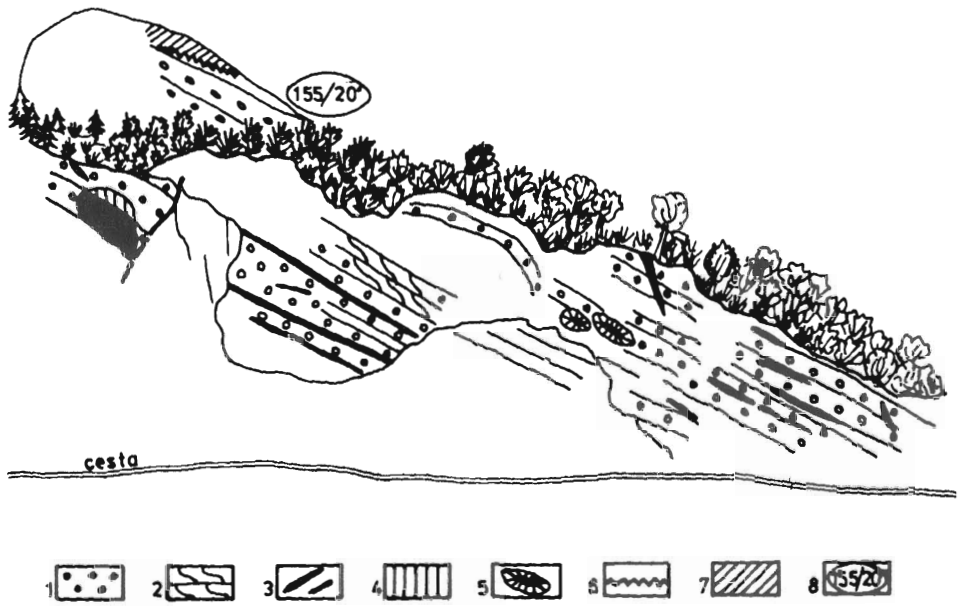
Z tejto lokality som zobrazil deformácie ooidov v poloplastickom stave (Mišík, 1966, tab. IV, obr. 2). Ide o oosparit s podradným zastúpením bioklastov (lagenidné foraminifery, ostrakóda, úlomky lastúrnikov, ostne ježoviek). Ooidy majú strieškovité vyklenutie vonkajšieho obalu do voľného priestoru, bývalých pórov a ojedinele až hranatý obrys (tab. VII, obr. 4). Polygonizácia ooidov môže byť dokladom náhleho zosadnutia pod vplyvom paleoseizmov (Montenat et al., 1993). V miestach vzájomného dotyku ooidov prebiehalo aj tlakové rozpúšťanie a vtláčanie ooidov do seba (interpenetrácia). Tlakové rozpúšťanie nastalo vo veľmi ranom štádiu, ešte pred tvorbou tmelu, pretože rozpúšťanie tmel neporušilo a vytváral sa až v kompaktovanom sedimente. Aj dolomitizácia sa uskutočnila až po kompakčnom rozpúšťaní, lebo číre klence prechádzajú bez porušenia cez rozhrania ooidov vzájomne vtlačených do seba. V epigenetickom až hypergénnom štádiu prebiehala dedolomitizácia (kalcitizácia), pri ktorej dutiny po dolomitových klencoch vyplnil drobnozrnný kalcitový agregát (alizarínom sa farbia na ružovo a chemická analýza ukázala iba stopy MgO).

Tvorbu ooidov ernstbrunnských vápencov kladie Eliáš a Eliášová (1984, obr. 3) do vonkajšej časti pavlovskej karbonatickej platformy a oosparity do Wilsonovej štandardnej mikrofácie SMF-15.

Jura okraja Českého masívu - porovnanie. Hoci od výskytov v ždánickej jednotke ooidové vápence malmu z okraja Českého masívu (západoeurópskej platformy) zachytili vrty len vo vzdialenosti niekoľkých kilometrov, pre podsunutie platformy pod Karpaty treba uvažovať o ich pôvodnej vyše stokilometrovej vzdialenosti. Je prekvapujúce, že v ooidových vápencoch malmu sú aj na takúto vzdialenosť značné analógie. Zo Stránskej skaly pri Brne (oxford) Eliáš (1981, tab. 9) uvádza ointrasparity SMF-12 a z podložia karpatskej predhlbne (l. c., tab. 15) z hrušovianskeho vápenca (pravdepodobný oxford) oosparit so 60 - 80 % ooidov (SMF-15). Oomikrity (SMF-19) súvrstvia vranovického vápenca a dolomitu (l. c., tab. 17) sa zaraďujú do oxfordu - kimeridžu. Ernstbrunnskému vápencu vekovo zodpovedá kurdějovský vápenec a dolomit

◀ Tab. V. Ooidy rétu a hetanžu. 1 - Osobitný spôsob rekryštalizácie ooidov v oosparite. Hetanž krížňanského príkrovu. Sklabinský Podzámok, Veľká Fatra. Zv. 43x., 2 - Iný spôsob rekryštalizácie v oosparite. Hetanž krížňanského príkrovu, dolina Richtárka, Veľká Fatra. Zv. 43x., 3 - Tlakové rozpúšťanie ooidov; miestami je v tlakových tieňoch obruba z novotvoreného kalcitu. Oobiosparit rétu - hetanžu krížňanského príkrovu, Ráztoky, Veľká Fatra. Zv. 37x., 4 - Tlaková rekryštalizácia kortexu ooidov; dvojčatné lamely vybiehajú aj von z ooidov. Extenzia v rovine foliácie zhodnej s rovinou vrstvovitosti (prebieha diagonálne voči orientácii obrázka). Oosparit rétu krížňanského príkrovu, Huty v Ľubovnianskej doline, Veľká Fatra. Č. v. 2507, zv. 44x., 5 - Relikt rekryštalizovaného ooidu. Vápenec rétu chočského príkrovu, na vých. od Plaveckého Petra, Malé Karpaty. Zv. 25x., 6 - Autigénny kremeň syntaxiálne dorastaný na jadro ooidu z klastického kremeňa. Prizmatické plochy sú výrazné, ale na rombických plochách vidno rozštiepovanie pri raste. Vápenec rétu, Kunerad, Malá Fatra. Zv. 31x., 7 - Ako v predchádzajúcom obr. Zv. 61x.

Tab. V. Ooids of Rhaetian and Hettangian. - Fig. 1. Extraordinary way of recrystallization of ooids in oosparite. Hettangian of the Krížna nappe. Loc. Sklabinský Podzámok, the Veľká Fatra Mts. Magn. 43x. - Fig. 2. Different way of recrystallization in oosparite. Hettangian of the Krížna nappe, Richtérka valley, the Veľká Fatra Mts. Magn. 43x. - Fig. 3. Pressure solution of ooids; locally there is in the pressure shadows the rim from the newly formed calcite. Oobiosparite from Rhaetian - Hettangian of the Krížna nappe. Loc. Ráztoky, the Veľká Fatra Mts. Magn. 37x. - Fig. 4. Pressure recrystallization of ooids cortex; twinning lamellae reach also outside from ooids. Extension in the foliation plane coincident with the bedding plane (in diagonal course with respect to the figure orientation). Oosparite of Rhaetian of the Krížna nappe. Loc. Huty in the Ľubovňa valley, the Veľká Fatra Mts. Sample No. 2507, magn. 44x. - Fig. 5. Relict of recrystallized ooid. Rhaetian limestone of the Choč nappe, eastward of Plavecký Peter, the Malé Karpaty Mts. Magn. 25x. - Fig. 6. Authgenic quartz syntaxially growing up on the core of ooid from the clastic quartz. Prismatic planes are distinctive, but on the rhombic planes there is visible the splitting during growth. Rhaetian limestone, loc. Kunerád, the Malá Fatra Mts. Magn. 31x. - Fig. 7. Description the same as in previous Fig. Magn. 61x.



Obr. 4. Výskyt ooidového vápenca dogeru v bradle v Bolešovskej doline. 1 - krinoidové vápence, 2 - šikmé zvrstvenie, 3 - neptunické dajky s mikritovou výplňou, 4 - sivý ooidový vápenec vo výplni kaverny, 5 - dutinky s radiaxiálnym tmelom a vnútorným sedimentom, 6 - „hardground", 7 - červený biomikritový vápenec, 8 - smer a sklon vrstiev.

Fig. 4. Occurrence of Middle Jurassic ooid limestone in the klippe in the Bolešov valley. 1 - crinoidal limestone, 2 - current lamination, 3 - neptunitic dykes with micrite filling, 4 - grey ooid limestone in the caldera infilling, 5 - small interstices with radial cement and internal sediment, 6 - hardground, 7 - red biomicritic limestone, 8 - strike and slip of beds.

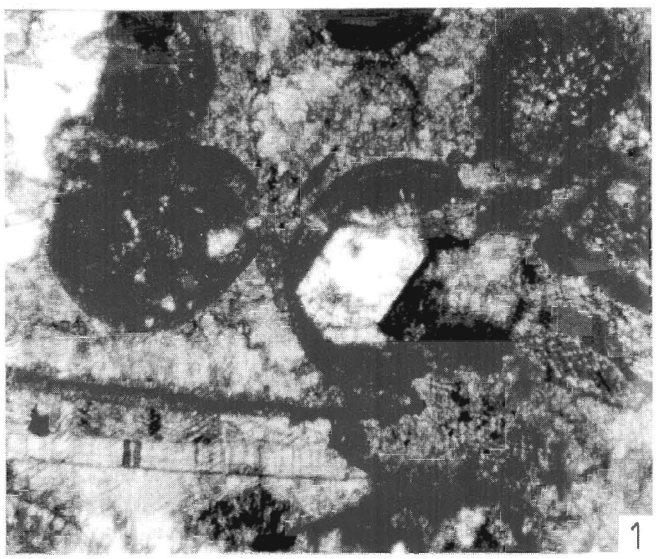
(spodný a stredný titón). Obsahujú oobiomikrity, oobiosparity a intraoomikrity s 10 - 20 % ooidmi, v obidvoch prípadoch SMF-9 (l. c., tab. 19). Řehánek (1977) upozorňuje na to, že napriek intenzívnej silicifikácii niektorých alochemov samotné ooidy silicifikácia nikdy nezasiahla. Kobylský vápenec, zaraďovaný do vyššej časti titónu, obsahuje typické oosparity s 55 - 60 % ooidov, SMF-15 a vyznačuje sa aj čiastočnou dolomitizáciou (Eliáš, 1981, tab. 20). Ide o horninu najviac podobnú už opísanej hornine z lokality Turold pri Mikulove už v Západných Karpatoch.

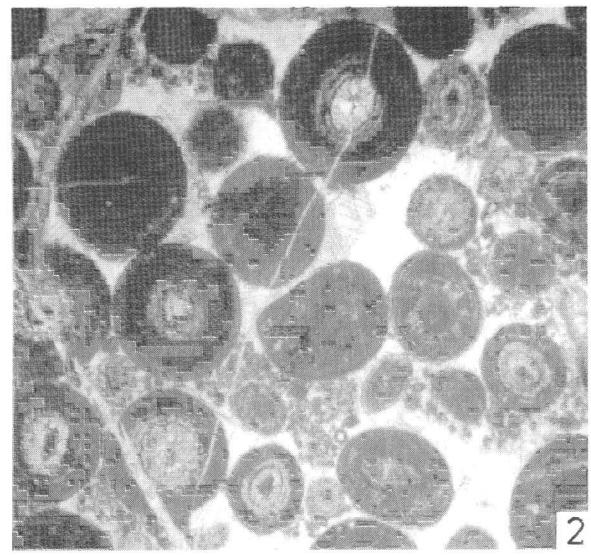
Sliezska jednotka. V štramberskom vápenci (stredný a vrchný titón bašského vývoja sliezskeho príkrovu) ooidy nie sú časté a onkoidy chýbajú úplne (Eliáš a Eliášová, 1984). Spomenutí autori uvádzajú oosparit (SMF-15) z hrany jadra rífu (l. c., obr. 4).

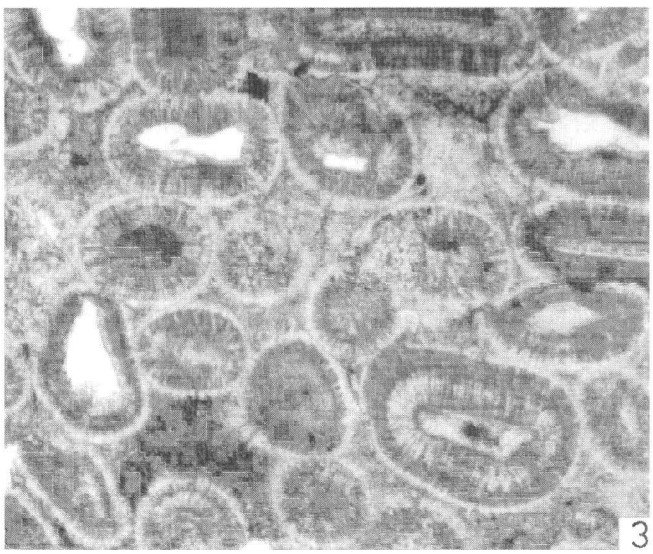
Těšínsky vápenec (vrchný titón - berias godulského vývoja sliezskeho príkrovu) obsahuje plytkovodný materiál redeponovaný turbiditnými prúdmi do panvy. Podľa Książkiewicza (1971) sú v ňom pravé ooidy na lokalite Leszna Górna veľmi zriedkavé. Matyszkiewicz a Słomka (1994) uvádzajú konglomeratické bioklastické vápence s ooidmi z kalciturbiditov vrchného těšínskeho vápenca (berias) z lokality Zywiec. Nachádzajú sa v ooidovo-spongiovej mikrofácii. Autori odlíšili päť typov ooidov; jeden z nich máva jadro silicifikované autigénnym kremeňom a v ďalšom autigénny kremeň nepravidelne zatláča kortikálne laminy. Materiál vrátane ooidov

Tab. VI. Ooidy rétu a hetanžu. 1 - Kryštál autigénneho kremeňa v ooide sa vytváral v tom istom čase ako mikrostylolit, ktorý zastavil jeho rast. Oobiosparit rétu krížňanského príkrovu, Rybná dolina pri Rajci, Malá Fatra. Zv. 43x., 2 - Ooidy, na ktoré miestami dorastali mikroonkoidy. Vápenec rétu chočského príkrovu, Diviacka Nová Ves, Strážovské vrchy. Č. v. 22576, zv. 20x., 3 - Okolo ooidov sa začal vytvárať iniciálny tmel, jeho rast prerušilo naplavenie mikritu do pórov. Ooidový vápenec hetanžu tatrika, Malý Šiprúň, Veľká Fatra. Zv. 44x., 4 - Sesilná foraminifera upevnená na ooid; vidno aj glomospiroidnú foraminiferu a ostrakóda. Hetanž krížňanského príkrovu, záver Krickovej doliny, Veľká Fatra. Zv. 69x., 5 - Ooidy zlomené nárazmi v sedimentačnom priestore dokazujú primárnosť radiálnej štruktúry. Oobiosparit hetanžu tatrika, na JZ od Magurky pri Párnici, Malá Fatra. Zv. 47x., 6 - Autigénny kremeň selektívne zatlačil kortex ooidov počas slabej metamorfózy. Hetanž donovalskej sukcesie tatrika, Sliačany, Nízke Tatry. Zv. 55x., 7 - Ako v predchádzajúcom obr. Jediný kryštál autigénneho kremeňa zatlačil kortex ooidu v zhodnej optickej orientácii s kremeňom klastického jadra ooidu. Zv. 61x.

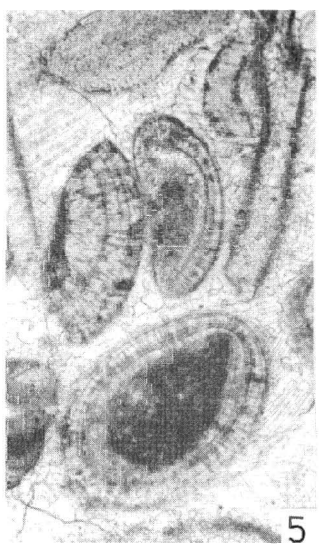
Tab. VI. Rhaetian and Hettangian ooids. - Fig. 1. Crystal of autigenic quartz in ooid has been created in the same time as microstylolite, which stopped its growth. Rhaetian oobiosparite of the Krížna nappe, Rybná valley near Rajec, the Malá Fatra Mts. Magn. 43x. - Fig. 2. Ooids on which the microonkoids were locally grown up. Rhaetian limestone of the Choč nappe. Loc. Diviacka Nová Ves, the Strážovské vrchy Mts. Thin section No. 22576, magn.20x. - Fig. 3. The initial cement has been created around ooids. Its growth has been ceased with deposition of the micrite into pores. Ooid limestone of Hettangian of Tatricum. Loc. Malý Šiprúň, Veľká Fatra. Magn. 44x. - Fig. 4. Encrusting foraminifera adjoined on ooid; also glomospiroidic foraminifera and ostracoda are present. Hettangian of the Krížna nappe, termination of the Kricková valley, Veľká Fatra Mts. Magn. 69x. - Fig. 5. Ooids broken by impacts in sedimentary space prove the primariness of radial structure. Oobiosparite of Hettangian of Tatricum. Loc. southwestward of Magurka near Párnica, Malá Fatra Mts. Magn. 47x. - Fig. 6. Autigenic quartz selectively replacing cortex of ooids during the slight metamorphism. Hettangian of the Donovaly succession of Tatricum, Nízke Tatry Mts. Magn. 55x. - Fig. 7. The same as in previous Fig. The only crystal of autigenic quartz replaced the ooidic cortex in the coincident optical orientation with quartz of clastic core of ooid. Magn. 61x.

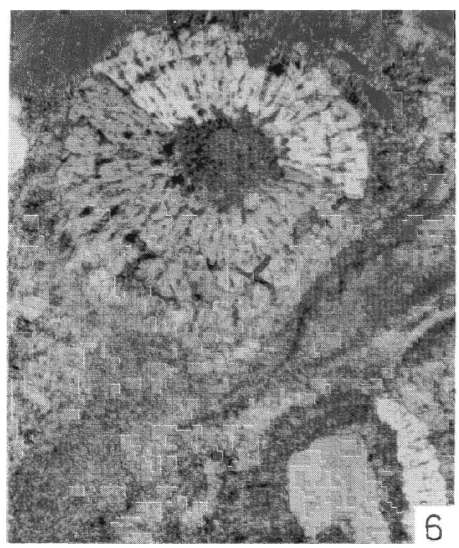

1

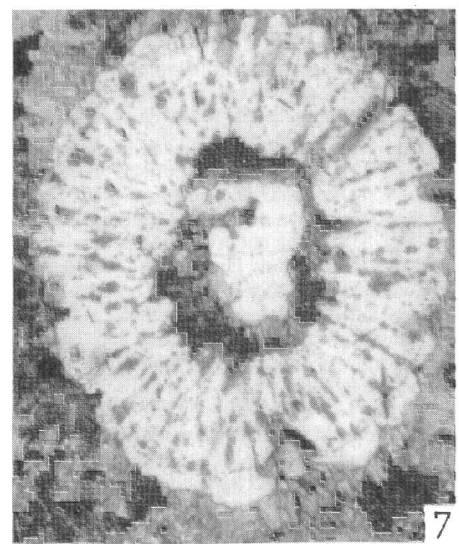

2


3

4


5


6


7

bol splavený z karbonatickej platformy z inwaldskej (bašsko-inwaldskej), ale aj zo sliezskej elevácie (l. c., obr. 4).

Centrálne Západné Karpaty. Ooidy malmského veku sa vyskytujú iba vo vyššom centrálnokarpatskom (subtatranskom) príkrove v Čachtických Karpatoch. Ide o barmsteinský vápenec (kimeridž až vrchný titón) tvoriaci alodapické vložky plytkovodného detritu v pelagických vápencoch malmu (Mišík a Sýkora, 1982). Zriedkavé ooidy sa vyskytovali až v 45 % výbrusov; zvyčajne iba 1 - 2 ooidy vo výbruse s maximálnou veľkosťou 0,6 mm. Často vykazujú odpraskávanie posledného obalu.

Obliaky z týchto barmsteinských vápencov sa študovali aj zo senónskych valchovských zlepencov. Ooidy sa hojnejšie vyskytli iba v asociácii s *Protopeneroplis striata* (Bzince-Rubaninské-13), ojedinele tvorili oobiomikrity (Bzince-II-g). Časté je vzájomné vtláčanie ooidov pri tlakovom rozpúšťaní a selektívna mikritizácia niektorých vrstvičiek v kortexe.

Analogické obliaky z tohto lokálneho zdroja sa našli aj v jablonických zlepencoch karpatu. Ooidy sa zistili na troch lokalitách vo vápenci s *Conicospirillina basiliensis.* Ich priemerná veľkosť bola 0,20 mm; ooidy tvoria aj jadrá mikroonkoidov a znovu vykazujú odlupovanie vonkajšieho obalu (Mišík, 1986b, tab. V., obr. 3). Hojné ooidy obsahoval aj obliak oobiomikritu s *Clypeina jurassica* (Lipovec-II-k).

Silický príkrov. Malm zo silického príkrovu je známy iba z obliakov. V senónskych zlepencoch od Dobšinskej ľadovej jaskyne polovica obliakov s *Conicospirillina basiliensis* a *Protopeneroplis striata* (vyšší oxford - kimeridž) obsahovala ooidy do maximálnej veľkosti 0,5 mm a v dvoch prípadoch boli hojné vytvárajúc až oointrasparity (Mišík a Sýkora, 1980). Odlupovanie vonkajšieho obalu sa zistilo najmä pri iniciálnych ooidoch. Podobný prípad predstavujú aj dva obliaky s *Conicospirillina basiliensis* zo zlepencov egeru pri Chvalovej (l. c., 253). Ooidy boli veľké do 0,4 mm a miestami poslúžili aj ako jadrá onkoidov.

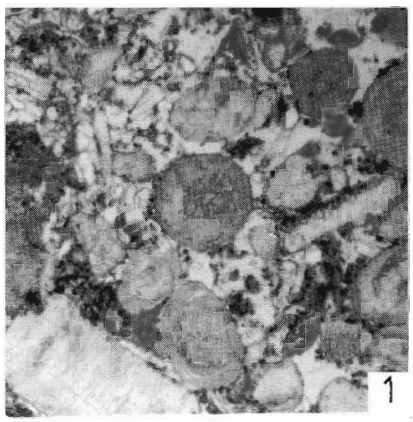
Exotiká. V materiáli tradične odvodzovanom z pieninského exotického chrbta, a to v strednokriedových a vrchnokriedových zlepencoch kysucko-pieninskej klapskej a manínskej jednotky sa našli obliaky nasledujúcich plytkovodných malmských vápencov s ooidmi. V asociácii s *Conicospirillina basiliensis* boli zriedkavé ooidy v štyroch z desiatich vzoriek (Mišík a Sýkora, 1981, s. 27). Z dvanástich ob-liakov titónu s *Clypeina jurassica* sa ooidy ojedinele vyskytovali v troch (l. c. s. 30). Takisto ojedinelé ooidy maximálne veľké do 0,9 mm obsahovalo až 30 % obliakov z celkového počtu obliakov vápenca s *Tubiphytes obscurus* (l. c., s. 33). Aj tam bolo príznačné odlupovanie obalu .

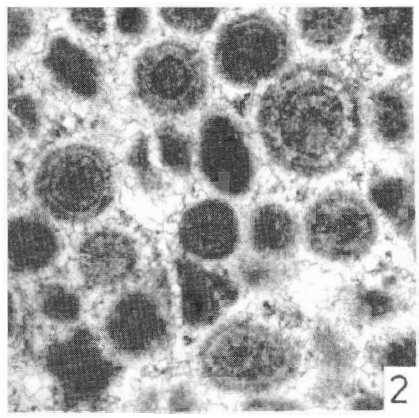
Zo strihovských zlepencov eocénu magurskej jednotky flyšového pásma, odvodzovaných z juhomagurskej kordiléry, sa zistil obliak oopelmikritu vrchného titónu (lokalita Mičakovce-j) s nezvyčajnou asociáciou s *Crassicollaria intermedia.* Ooidy majú výraznú radiálnu štruktúru a maximálnu veľkosť 0,5 mm (Mišík, Sýkora a Jablonský, 1991, s. 27).

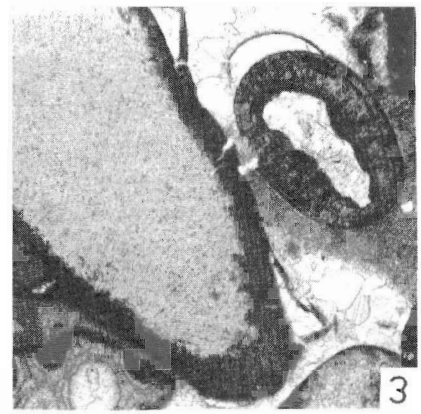
Treba poznamenať, že ooidy chýbali v obliakoch plytkovodného malmu v pročských zlepencoch paleocénu vý-

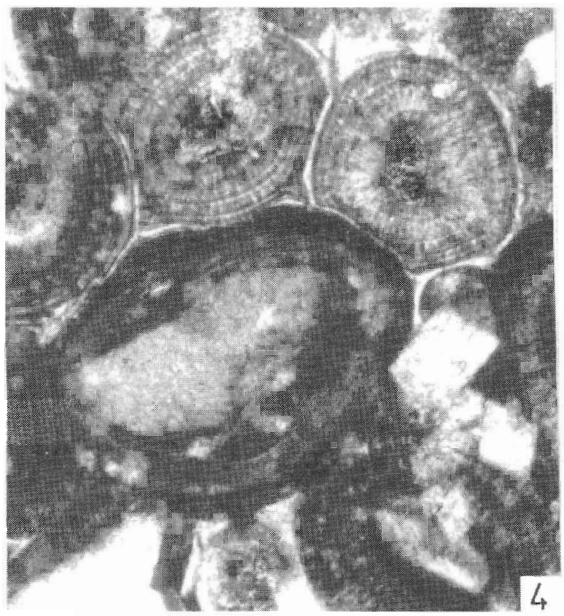
Tab. VII. Ooidy hetanžu, dogeru, malmu, barému - aptu a sarmatu. 1 - Ooidový vápenec s bioklastmi a siltovým kremeňom. Blok z „upohlavských" zlepencov kriedy. Brvnište, stredné Považie. Č. v. 19268, zv. 20x., 2 - Ooidový vápenec (oosparit) s mikroonkoidovým dorastaním na niektorých ooidoch; pravdepodobne kelovej. Výplň kapsy v krinoidových vápencoch batu - keloveja, czorstynská sukcesia, pieninské bradlové pásmo, Bolešovská dolina, stredné Považie. Č. v. 20501, zv. 30x., 3 - Odchlipovanie posledného obalu z kortexu ooidu a veľkého superficiálneho ooidu okolo periférne mikritizovaného krinoidového článku. Ojedinelé ooidy v orbitolínovom vápenci barému - aptu, obliak z „upohlavských" zlepencov senónu klapskej jednotky, Horná Tižina pri Terchovej. Č. v. 8671, zv. 42x., 4 - Ooidy synsedimenárne deformované ešte v plastickom stave; pri ranej diagenéze do nich vnikali dolomitové klence, ktoré v neskoršom štádiu pseudomorfoval agregát kalcitu (dedolomitizácia). Titón ždánickej jednotky vonkajších Karpát, Turold pri Mikulove, Česká republika. Zv. 42x., 5 - Kortex ooidu sčasti zatlačený autigénnym kremeňom, v spodnej časti vidno fantómy koncentrickej stavby; ojedinelé ooidy vo vápenci barému - aptu, obliak v ludrovskom zlepenci albu malomagurskej sukcesie tatrika so slabým metamorfným postihnutím. Čavoj, Strážovské vrchy. Č. v. 11880, zv. 42x., 6 - Syntaxiálne dorastanie echinodermového článku pokračovalo do kortexu susedného ooidu; vidno v ňom fantómy koncentrických vrstvičiek. Biosparitový vápenec s foraminiferami malmu (mimo obrázka), obliak z valchovských zlepencov senónu, Bzince-Rúbaninské, Čachtické Karpaty. Č. v. 14559, zv. 95x., 7 - Cerebroidálny ooid (dole) a ooid s adventívnym jadrom (hore) zo sarmatského oosparitu. Nový Tekov pri Leviciach, podunajská panva. Zv. 55x., 8 - Odlupovanie vonkajších kortikálnych vrstvičiek ooidu, oobiosparit sarmatu, Holíč, viedenská panva. Zv. 43x., 9 - Piesčitý ooidový vápenec sarmatu; v jadrách ooidov je angulárny klastický kremeň a bioklasty. Bratislava-Záluhy, viedenská panva. Č. v. 22268, zv. 30x. ▶

Tab. VII. Hettangian, Dogger, Malm, Barremian - Aptian and Sarmatian ooids. - Fig. 1. Ooidic limestone with bioclasts and silt quartz. Block from Cretaceous "Upohlav" conglomerates. Brvnište, the middle part of the Váh river Basin. Thin section No. 19268, magn. 20x. - Fig. 2. Ooid limestone (oosparite) with microonkoidic growth up on some ooids; probable Callovian. Infilling of pocket in crinoidic limestones of Bathorian - Callovian limestones, Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Bolešovská valley, the middle part of the Váh river Basin. Thin section No. 20501, magn. 30x. - Fig. 3. Spalling out of the external concentric cover of ooid cortex and big superficial ooid around peripheraly micritized crinoidic segment. Rare ooids in orbitolinic limestone of Baremian - Aptian, pebble from "Upohlav" conglomerates of Senonian of the Klapská unit, Horná Tižina near Terchová. Thin section No. 8671, magn. 42x. - Fig. 4. Ooids synsedimentarily deformed yet in plastic state; during the early diagenesis inside there penetrated the dolomitic rhombohedra, which during the later stage pseudomorphosed the calcitic aggregate (dedolomitization). Tithonian of the Ždánice unit of Outer Carpathians, loc. Turold near Mikulov, Czech Republic. Magn. 42x. - Fig. 5. Cortex of the ooid partly replaced with authigenic quartz, in the lower part there are visible the phantoms of concentric structure; rare ooids in the Baremian - Aptian limestone, pebble in the Ludrová Conglomerate of Albian Malá Magura Succession of Tatricum with weak metamorphic overprint. Loc. Čavoj, Strážovské vrchy Mts. Thin section No. 11880, magn. 42x. - Fig. 6. Syntaxial growing up of echinoderm segment continued to cortex of neighbouring ooid; there are visible phantoms of concentric laminae. Biosparitic limestone with Upper Jurassic foraminiferas (outside picture), pebble from Valchová Conglomerates of Senonian, Bzince-Rúbaniské, Čachtické Karpaty Mts. Thin section No. 14559, magn. 95x. - Fig. 7. Cerebroidal ooid (down) and ooid with adventive core (up) from Sarmatian oosparite. Loc. Nový Tekov near Levice, Podunajská panva Basin. Magn. 55x. - Fig. 8. Spalling out of the external cortical laminae of ooid, Sarmatian oosparite. Loc. Holíč, Viedenská panva Basin. Magn. 43x. - Fig. 9. Sandy ooidic limestone of Sarmatian; the angular clastic quartz and bioclasts are present in the cores of ooids. Loc. Bratislava-Záluhy, Viedenská panva basin. Thin section No. 22268, magn. 30x.

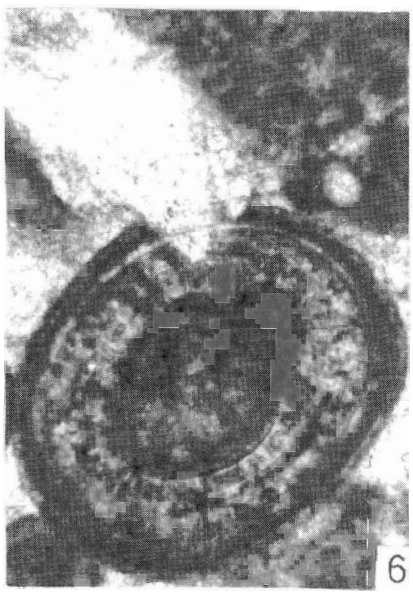

1


2

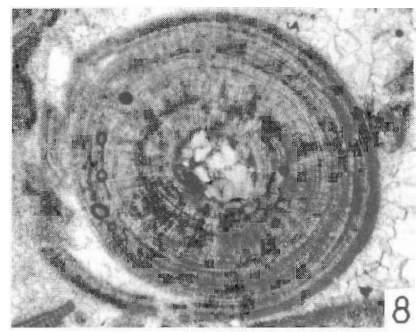

3

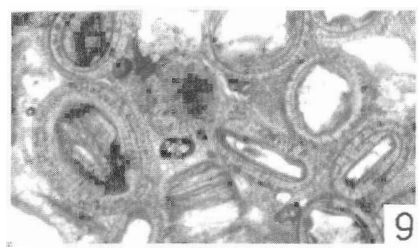

4

5


6

7


8


9

chodného sektora bradlového pásma (Mišík et al., 1991), ako aj v exotikách albských zlepencov tatrika a krížňanského príkrovu (Mišík et al., 1981).

Súhrn. Ooidy vo vápencoch malmu sa generovali na karbonatických platformách. Zo severného ohraničenia západokarpatskej mobilnej oblasti sa zvyšky takejto pavlovskej platformy zachovali v podobe tzv. vonkajších bradiel, tektonických šošoviek a blokov v ždánickej jednotke (ojedinele aj v magurskej). Rovnaká karbonatická platforma bola aj blízko južného okraja západokarpatského priestoru v silickej jednotke ale úplne ju odstránila erózia a reprezentujú ju iba obliaky. Z hypotetickej sliezskej a bašsko-inwaldskej karbonatickej platformy bol plytkovodný detrit s ooidmi splavovaný do panvovej fácie sliezskeho príkrovu v podobe kalciturbiditov. V jadrových pohoriach sa možno stretnúť s podobnými kalciturbiditmi len vo vyššom príkrove Čachtických Karpát (prínos od JZ). Z exotických zdrojov pochádzajú obliaky malmských vápencov s ooidmi z pieninského a juhomagurského exotického zdroja. Morská voda bola v malme vhodná na tvorbu kalcitových ooidov. Pre malmské ooidy Západných Karpát sa zdá typické odlupovanie vonkajšieho obalu.

Valanžin - hoteriv

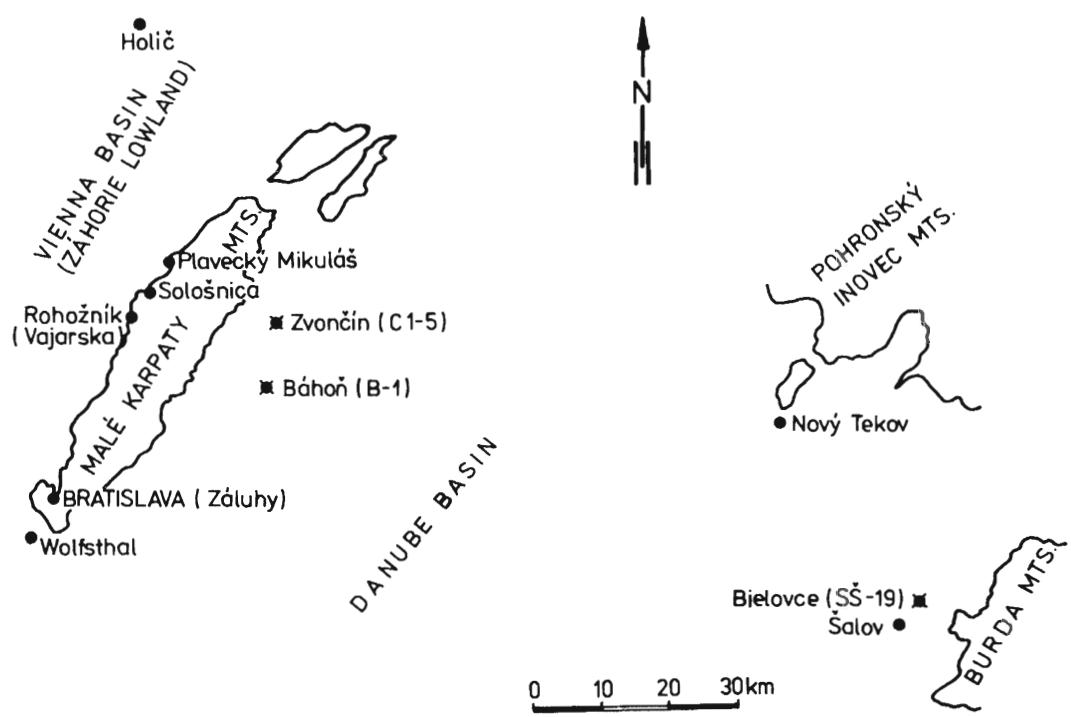
V Západných Karpatoch sa nijaký vápenec s ooidmi nevyskytuje. Lefeld (1968, obr. 11) z tatrika vysokotatranskej sukcesie uviedol oolitovo-pseudooolitovú fáciu z poľskej strany Vysokých Tatier. Ako však vyplýva z jeho novšieho opisu vápenca Raptawickej Turne (Lefeld et al., 1985) išlo však o mikroonkoidy.

Barém - apt

Z fácie urgónskych vápencov Vysokých Tatier sa pravé ooidy neuvádzajú, okrem „pseudooolitov", ktoré sa v súčasnosti pokladajú za mikroonkoidy (napr. Lefeld, 1968; Borza a Martíny, 1962). Ojedinele sa azda vyskytujú v urgónskej fácii manínskej jednotky v Strážovských vrchoch (Mišík, 1990). Zriedkavé ooidy z muránskych vápencov, pokladaných za fluxoturbiditné svahové sedimenty (vrchný hoteriv - spodný barém), zo severnej strany Muráňa uvádza Michalík a Soták (1990, obr. 7). Michalík et al. (1990) opísali prímes ooidov aj z nadložného súvrstvia Muránskej lúky (spodný apt).

Exotiká. Obliaky urgónskeho vápenca s orbitolínami z pieninského exotického zdroja v „upohlavských" kriedových zlepencoch bradlového pásma obsahovali zriedkavú prímes ooidov veľkých do 0,5 mm, a to v 11 % vzoriek z 83 kusov (Mišík a Sýkora, 1981). Typické je odpraskávanie obruby pri ranej diagenéze (tab. VII, obr. 3). Na dvoch lokalitách sa našli obliaky oobiosparitov (s maximálnou veľkosťou ooidov 0,6 mm), ako aj urgónskej fácie s *„Pseudocodium" convolvens,* miliolidami, *Pieninia oblonga* etc. s klastickým kremeňom, drobnými úlomkami bázik a chromspinelidmi, čo dokazuje ich exotický pôvod (l. c.).

V obliakoch urgónskej fácie z neopieninskej kordiléry (pročské zlepence z bradlového paleocénu východné-



Obr. 5. Lokality so sarmatským ooidovým vápencom na území Slovenska (plný krúžok - povrchový výskyt, prečiarknutý krúžok - nálezy vo vrtoch).

Fig. 5. Localities with Sarmatian ooidic limestone on the area of Slovakia (full circle - superficial occurrence, scratched circle - findings in drill wells).

ho Slovenska) sú ooidy iba zriedkavou prímesou (Mišík et al., 1991). Vyskytli sa vo ôsmich prípadoch zo 73 obliakov.

V obliakoch orbitolínových vápencov z ludrovských zlepencov albu tatrika a krížňanského príkrovu sa vyskytli ojedinelé ooidy len v jedinom prípade z 20 obliakov (Mišík et al., 1981). V obliakoch ostatných plytkovodných vápencov barému - aptu boli zriedkavé ooidy len v troch prípadoch z 33 obliakov (l. c.). Silicifikácia kortexu autigénnym kremeňom azda odráža začínajúcu sa metamorfózu (tab. VII, obr. 5). Aj tieto obliaky odvodzujeme z pieninského exotického zdroja.

Redepozíciou z upohlavských zlepencov vysvetľujeme aj obliaky orbitolínového vápenca z valchovských senónskych zlepencov, ktoré obsahovali ojedinelé ooidy v dvoch z trinástich prípadov (Mišík, 1991). Zaujímavosťou je zatláčanie kortexu syntaxiálnou obrubou zo susedného echinodermového článku (tab. VII, obr. 6).

Zo strihovských zlepencov eocénu magurskej jednotky v obliakoch orbitolínového vápenca z juhomagurského exotického zdroja sa vyskytli ojedinelé ooidy znovu iba v jednom prípade z deviatich. Len v biointraoosparite s *Koskinobullina socialis* bola väčšia prímes ooidov so stredným priemerom 0,4 mm (Mišík et al., 1991).

Treba poznamenať, že z obliakov derivovaných zo silickej jednotky, z ktorej erózia najvyššie súvrstvia (plytkovodný titón) úplne odstránila, sa nijaké obliaky urgónskeho, ale ani iných spodnokriedových vápencov nenašli, pretože sedimenty tohto veku v dôsledku vynorenia sa primárne chýbajú (Mišík a Sýkora, 1980). A nenašli sa ani v časti vnútorných Karpát ležiacej na území Maďarska.

Súhrn. Vo vápencoch barému - aptu zo širšieho okruhu urgónskej fácie je výskyt ooidov vskutku ojedinelý, zriedkavejší ako v karbonatických platformách malmu. V okolitých karbonatických platformách barému - aptu boli podmienky na ich tvorbu iba sporadicky. Dobre zachované ooidy včítane radiálnej stavby ukazujú, že podmienky „kalcitových morí" ešte trvali.

Sarmat

Lokality so sarmatskými ooidovými vápencami na Slovensku sú na obr. 5.

Ooidový vápenec z blízkosti Bratislavy (Hrubý breh nad Záluhmi) objavil a v osobitnej práci opísal Koutek (1939). Sarmatské vápence tu transgredujú na žulu, takže hojnosť klastického kremeňa v jadrách ooidov je príznačná (tab. VII, obr. 9). Dopĺňame nepublikovanú chemickú analýzu piesčitého ooidového vápenca z tejto lokality, ktorú urobil Ing.Vaniš: strata žíhaním 34,25 %, SiO_2+ ostatný nerozpustný zvyšok 19,44 %, Al_2O_3 1,10 %, Fe_2O_3 0,10 %, CaO 43,77 %, MgO 1,19 %, SO_3 0,25 %. Lokalita je v mieste spoja viedenskej a podunajskej panvy.

Pri obci Wolfsthal na úpätí Hundsheimských vrchov, ktoré sú ešte súčasťou Malých Karpát na území Rakúska, sa v lome Herrschaftssteinbruch nachádzajú analogické ooidové vápence (Sauer et al., 1992, obr. 92, 93).

Viaceré výskyty ooidového vápenca sú v sarmate podunajskej panvy. Krystek (1964) uvádza ooidový vápenec z vrtu Zvončín-5 (maximálna veľkosť ooidov 0,5 mm; autor spomína zmiešanie ooidov dvoch farebných typov a ojedinelý zhluk polyédrických ooidov). Slávik (1958) zistil kalcitové ooidy vo vrte SŠ-19 z hĺbky 10,5 m od Bieloviec v oblasti Štúrova. Z lokality Nový Tekov-vinice (oblasť Levíc) pochádza oosparit s častými deformáciami ooidov, napr. s cerebroidálnymi ooidmi, prilepením adventívneho jadra na ooid (tab. VII, obr. 7) Podľa planimetrickej analýzy vápenec obsahuje 11,6 % ooidov (Mišík, 1966, tab. XCVIII; tam je aj chemická analýza). Podobnú horninu sme našli na lokalite Šalov.

Z okraja viedenskej panvy z lokality Holíč pochádza sarmatský ooidový vápenec. Vyskytujú sa tam aj ooidy s odlupovaním vonkajšieho obalu (tab. VII, obr. 8). Malý relikt ooidových vápencov je aj v údolí pod lomom Vajarská pri Rohožníku. Ide o piesčitý oobiosparit s miliolidmi, elfídiami, nubekularidmi, *Ammonia beccarrii*, gastropódami, úlomkami lastúrnikov, koralínnymi riasami a machovkami. Ojedinelé sú aj úlomky numulitov a diskocyklín preplavené z paleogénu. Ooidy majú strednú veľkosť 0,25 a maximálnu 0,4 mm. Znovu sa vyskytli aj cerebroidálne ooidy. Okrem klastického kremeňa hornina obsahuje aj drobné úlomky melafýrov a wettersteinských vápencov. Staršia fáza radiaxiálneho tmelu je pigmentovaná, mladšia číra. Erózne relikty sarmatského ooidového vápenca našiel aj RNDr. I. Baráth,CSc. pri Plaveckom Mikuláši („ooidový pieskovec") a RNDr. P. Lazar pri Sološnici (osobné informácie).

Ooidový vápenec pravdepodobne z Plaveckého Mikuláša sa v dobe železnej použil na stavbu sídliska na vrchu Pohansko oproti Plaveckému hradu (vzorku nám poskytol archeológ Dr. Zachar). Ooidový vápenec z lokality Holíč sa v hojnej miere zužitkoval na stavbu stredovekých ochranných múrov Skalice. Údaje o využití sarmatského ooidového vápenca pri výstavbe sídlisk v čase Veľkomoravskej ríše v Pohansku pri Břeclavi a Mikulčiciach uvádza Štelcl a Tejkal (1961) a Štelcl a Malina (1970).

Súhrn. Vápence sú v súvrství sarmatu na území Slovenska pomerne vzácne, avšak ooidy v nich sú zvyčajne ich podstatnou zložkou. Klastický kremeň je v nich hojný a niekedy ide až o prechod do pieskovca. Výskyty sa obmedzujú na podunajskú panvu a okrajové sedimenty slovenskej časti viedenskej panvy, ktoré lemujú Malé Karpaty. Oproti doteraz opísaným výskytom z normálneho morského prostredia (v triasových horninách možno aj s mierne zvýšenou salinitou) sa súvrstvia sarmatu ukladali v mori s výrazne zníženou salinitou, v euxibrakickom prostredí. Svedčí o tom sprievodná fauna. Zdá sa, že je pre ne príznačný výskyt cerebroidálnych ooidov.

Chamositové a hematitové ooidy

Chamositové a hematitové ooidy v Západných Karpatoch vystupujú často najmä v réte krížňanského príkrovu. Zriedkavé sú v hetanži a ojedinele aj v strednom liase.

Rét

Krížňanský príkrov a manínska jednotka s. l.

Výrazná väčšina východov s Fe ooidmi je v krížňanskej jednotke, v jej strednej a severnej časti (obr. 6). Podrobnejšie sa nimi zaoberal Kúšik (1957, 1967), v menšej miere Mišík et al. (1960) a Mišík (1964). Chamositové a hematitové ooidy sa zistili aj v trsoch koralových biostrómov na lokalite Bystrý potok, Rakytov a Borišov vo Veľkej Fatre a vo Frývaldskej doline v Malej Fatre (Kúšik, 1967). Kúšik (l. c.) uverejnil profil lokality Suchý potok v Západných Tatrách a Červenej skaly (Holica) v severnej časti Vysokých Tatier v asociácii s ustricou *Lopha haidingeriana* (l. c., obr. 2, 3). Maximálnu mocnosť dosahujú Fe ooidové horniny v Juráňovej doline pod Furkaskou v Západných Tatrách, a to až 1,5 m (Andrusov, 1959), kde sa dávnejšie aj dobývali.

Kúšik (1967, obr. 1) zachytil dovedna 22 lokalít. Ďalšie výskyty, ktoré opísal sa týkajú Strážovských vrchov (lokality z bezprostrednej blízkosti už spomenutých neuvádzame). Maheľ (1976) zistil lokality pri obci Dobrá a Škripova dolina pri Valaskej Belej. Vápenec s chamositovými a hematitovými ooidmi sme našli 500 m na Z od okraja Trenčianskych Teplíc a na lokalite Hýreška pri Valaskej Belej. Michalík (1973, obr. 8) sa zmieňuje o desiatich lokalitách v pomerne súvislej oblasti medzi Zliechovom a Trebichavou (obr. 4).

Mineralogické zloženie. Podľa rtg. rozborov Kúšika (1967) patria „leptochloritové" ooidy chamositu. Majú výrazný zelený pleochroizmus (tab. VIII, obr. 1). Podľa indexov lomu a dvojlomu vo Winchellovom diagrame by skôr zodpovedali thuringitu. Priložené sú aj krivky DTA. Merná hustota sa pohybuje od 3,01 do 3,129. Pripojených je šesť chemických analýz. Röntgenogram chamositu z lokality pod Ždiarskou vidlou a od Červenej skaly (Belianske Tatry) uvádza Mišík et al. (1960). Hematitové ooidy mávajú priemer 0,2 - 0,3 mm s extrémnymi hodnotami 0,16 - 0,8 mm a takmer vždy sú elipsovitého prierezu. Kúšik (l. c.) rozlišuje hematitové ooidy z primárneho vyzrážavania a hematitové ooidy vzniknuté zatláčaním chamositu (tab. VIII, obr. 5, 6). Zatláčanie chamositu hematitom zobrazil už Mišík (1966, tab. XVII, obr. 2a). Primárnu povahu hematitu možno predpokladať iba v prípade striedania chamositového a hematitového obalu v tom istom ooide (oscilácia podmienok pri sedimentácii). Röntgenogramy z vyseparovaných hematitových ooidov zo štyroch lokalít uvádza Kúšik (1967) a z jednej lokality Mišík et al. (1960).

Chamositové ooidy postihla premena na goethit (Kúšik, 1967, má na s. 43 röntgenogram z dvoch lokalít, Mišík et al., 1960, s. 197 z jednej). Kúšik (1967, tab. VII, obr. 2 a tab. VIII) opisuje zatláčanie chamositových ooidov sideritom - chalybditom. Pyrit (l. c.) mohol sčasti vznikať už s chamositom. V takom prípade tvorí viac obrúb v chamositovom ooide alebo je najmladším minerálom zatláčajúcim chamosit aj hematit. Autor doložil aj ojedinelý výskyt markazitu (l. c.).

Deformácie Fe ooidov. Z rastových anomálií spomína Kúšik (1967) zložené hematitové ooidy, ktoré ojedinele tvorí až päť menších ooidov („Brutbeutel"). Zriedka nastáva esovitá deformácia v plastickom stave a deformované ooidy sa spájajú do retiazok (tab. VIII, obr. 4, tiež Kúšik, 1967, tab. VII, obr. 1) analogickým mechanizmom, aký sme už spomenuli pri kalcitových ooidoch. Zistilo sa aj odpraskávanie obalu (tab. VIII, obr. 2).

Oveľa častejšie sú plastické deformácie na chamositových ooidoch, pretože tvrdnú pri diagenéze pomalšie ako kalcitové a hematitové ooidy. Kúšik (l. c., tab. 10, obr. 1) uvádza „kosťové" tvary (preliačenie v strede do tvaru osmičky), excentricky umiestnené jadrá, zlomenie ooidov (polovičky jadra).

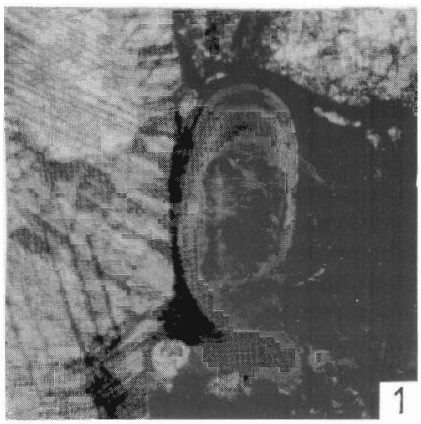
Terrigénna prímes klastického kremeňa vo vápenci s Fe ooidmi bola podľa Mišíka et al. (1960) na dvoch lokalitách 1 - 2 % a 15 %. Dodatočné zmiešavanie ooidov až troch mineralogických variet vidno z tab. VIII, obr. 7.

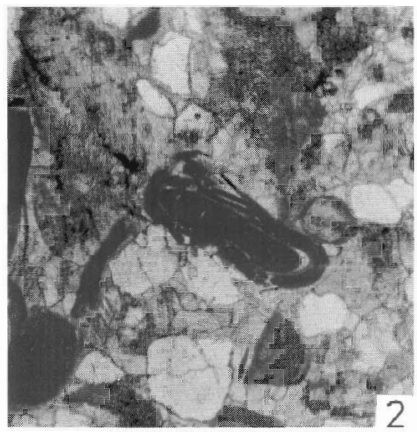
Najvyšší obsah Fe sa zistil na lokalite Juráňova dolina v Oraviciach (Západné Tatry), a to 15,22 až 18,28 % Fe_2O_3 (Kúšik, 1957). Podľa Pettijohnovej klasifikácie (1957), v ktorej je spodnou hranicou ferolitov 21,3 % Fe_2O_3, aj tieto horniny patria iba medzi železité vápence, nie ferolity.

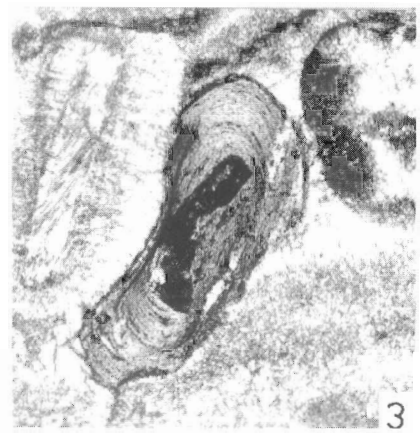
Chočský príkrov. Jedinou zistenou lokalitou s Fe ooidmi sú Hybe.

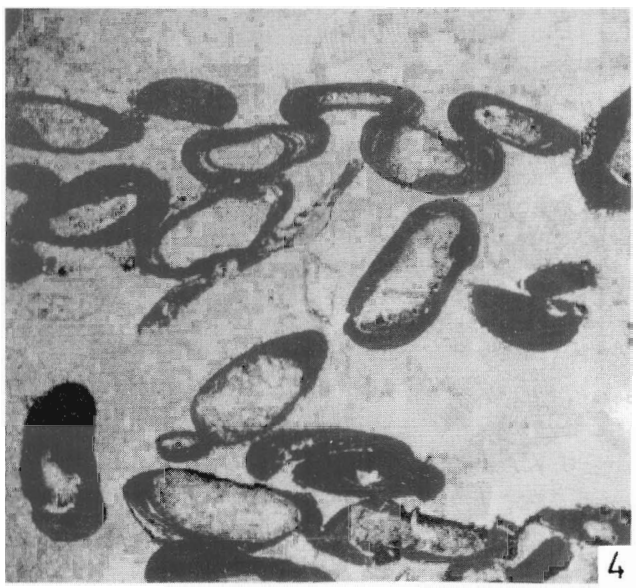
Tab. VIII. Fe ooidy. 1 - Chamositový ooid so zreteľným pleochroizmom. Vápenec rétu krížňanského príkrovu. Ždiarska vidla, Belianske Tatry. Zv. 79x., 2 - Odpraskávanie vonkajších vrstvičiek kortexu hematitového ooidu. Piesčitý ooidový vápenec rétu. Ako v predchádzajúcom obr. Zv. 48x., 3 - Chamositový ooid v oobiosparite rétu - hetanžu. Obliak z „upohlavských" zlepencov, koňak kysuckej sukcesie pieninského bradlového pásma, Zástranie pri Žiline. Č. v. 7772, zv. 26x., 4 - Deformácia hematitových ooidov, spájanie do retiazok. Vápence rétu krížňanského príkrovu, Javorina pri Borišove, Veľká Fatra. Zv. 14x., 5 - Chamositové ooidy sčasti zatláčané hematitom. Vápenec rétu krížňanského príkrovu, Malá Robota nad Strednou Revúcou, Veľká Fatra. Zv. 55x., 6 - Zatláčanie chamositového ooidu hematitom; vápence rétu krížňanského príkrovu, Javorina, Veľká Fatra. Zv. 136x., 7 - Ooidy druhotne zmiešané v sedimentačnom prostredí; v strede chamositové ooidy, dole hematitovo-chamositové, hore vľavo kalcitový ooid. Ako v predchádzajúcom obr. Zv. 29x., 8 - Foraminifery *Involutina liassica* v jadre chamositových ooidov. Krinoidovo-ooidový vápenec spodného lias krížňanského príkrovu, Veľký Rakytov, Veľká Fatra. Zv. 44x.

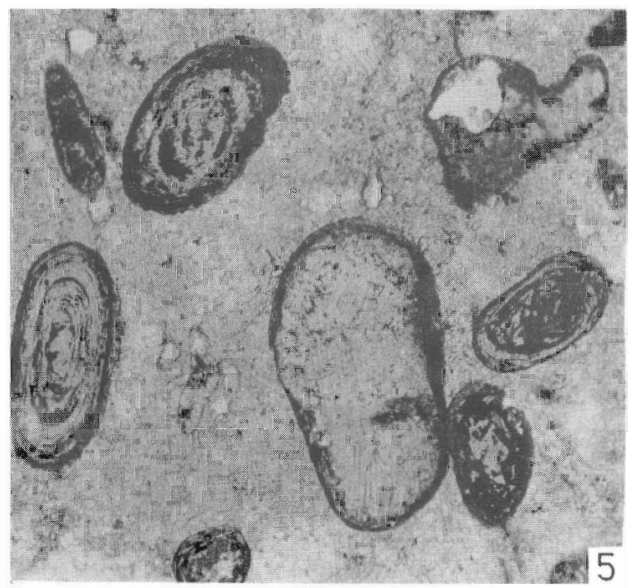
Tab. VIII. Fe ooids. - Fig. 1. Chamosite ooid with distinctive pleochroism. Rhaetian limestone of the Krížna nappe. Loc. Ždiarska vidla, the Belianske Tatry Mts. Magn. 79x. - Fig. 2. Spalling of the external laminae of cortex of hematitic ooid. Sandy ooidic limestone of Rhaetian. The same as in previous Fig. Magn. 48x. - Fig. 3. Chamosite ooid in oobiosparite of Rhaetian - Hettangian. Pebble from "Upohlav" conglomerates, Coniacian of Kysuca succession of Pieniny Klippen Belt. Loc. Zástranie near Žilina. Thin section No. 7772, magn. 26x. - Fig. 4. Deformation of the hematite ooids, joining into chains. Rhaetian limestones of the Krížna nappe, loc. Javorina pri Borišove, the Veľká Fatra Mts. Magn. 14x. - Fig. 5. Chamosite ooids, partially replaced with hematite. Rhaetian limestone of the Krížna nappe, loc. Malá Robota above Stredná Revúca, the Veľká Fatra Mts. Magn. 55x. - Fig. 6. Replacing of the chamosite ooid with hematite; Rhaetian limestones of the Krížna nappe. Loc. Javorina, the Veľká Fatra Mts. Magn. 136x. - Fig. 7. Ooids secondarily mixed in the sedimentary environment; in the middle there are chamosite ooids, below the hematite-chamosite ones, above the calcite ooid. Description as in previous Fig. Magn. 29x. - Fig. 8. Foraminifera *Involutina liassica* in the core of chamosite ooids. Crinoide-ooid limestone of the Lower Liassic of the Krížna nappe. Loc. Veľký Rakytov, the Veľká Fatra Mts. Magn. 44x.

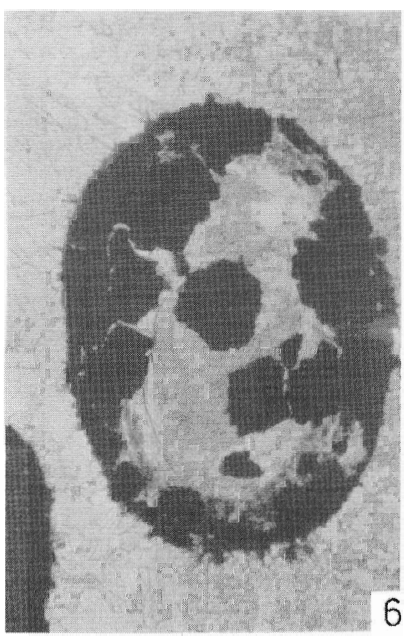

1

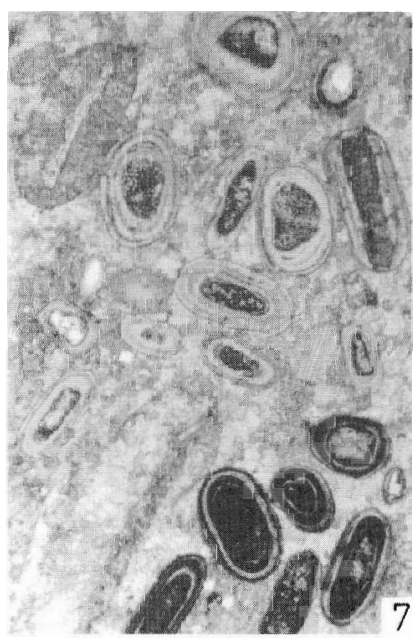

2


3

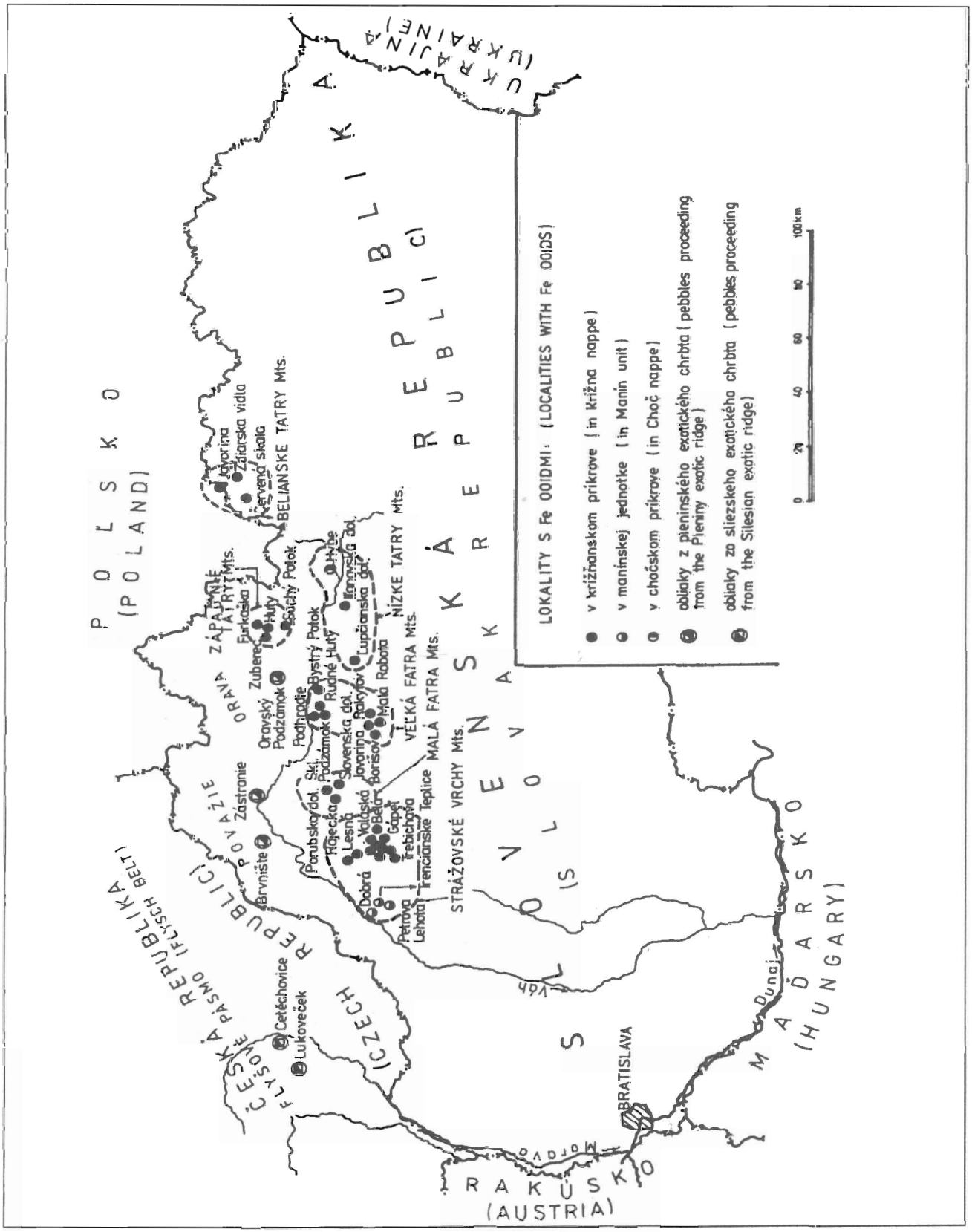

4


5


6


7

8



Obr. 6. Lokality s Fe ooidmi v Západných Karpatoch.

Fig. 6. Localities with Fe ooids in the Western Carpathians.

Spodný až stredný lias

V liase sú Fe ooidy oveľa zriedkavejšie. Z „grestenských" bridlíc spolu s *Involutina liassica* uvádza chamositové ooidy Kúšik (1967), napr. z Rudna v Ľubochnianskej doline vo Veľkej Fatre. Vyskytli sa aj v Rakytove v tom istom pohorí (tab. VIII, obr. 8). Na lokalite Petrova Lehota sa chamositové ooidy našli vo vápenci s amonitmi hetanžu - sinemúru (tab. IX, obr. 1).

Exotiká s Fe ooidmi vo vápenci rétu a liasu

Z pieninského bradlového pásma uvádza výskyt leptochloritových ooidov z vápenca spodného sinemúru od Brvnišťa Kochanová a Kolárová-Andrusovová (1971). Podľa nich ide o bradlo czorsztynskej sukcesie, ale v skutočnosti je to exotický blok veľký asi 1 m^3 v zlepenci kriedy derivovaný z pieninského exotického zdroja. Z tohto zdroja pochádza aj obliak vápenca so zmiešanými kalcitovými a chamositovými ooidmi rétu - hetanžu zo zlepencov koňaku kysucko-pieninskej jednotky lokality Zástranie-ihrisko pri Žiline (Mišík et al., 1977). Chamositové ooidy majú priemer maximálne 0,3 mm a hojné deformácie (tab. VIII, obr. 3). Úlomok rétického vápenca s chamositovými ooidmi sa našiel aj v obliaku pravdepodobne strednokriedového mikrokonglomerátu v zlepenci cenomanu - turónu klapskej jednotky v Oravskom Podzámku-Im (Mišík a Sýkora, 1981).

Zo sliezskej kordiléry pochádza exotický blok čierneho vápenca s hematitovými ooidmi, ktorý podľa fauny patrí do doméru (Soták, 1987). V kandidátskej dizertačnej práci Soták (1990, tab. XLIV, obr. 2) z lokality Cetechovice zo solánskych vrstiev spodného paleogénu račianskej podzóny magurského flyšového pásma uvádza obliak hetanžu s chamositovými a hematitovými ooidmi.

Súhrn. Z priestorového rozmiestnenia Fe ooidov v Západných Karpatoch (obr. 6) vychodí, že areál ich výskytu je pretiahnutý v smere SZ - JV, teda kolmom na priebeh pásmového pohoria. Fe ooidy sa sústreďujú do strednej a severnej časti krížňanského príkrovu, teda do Strážovských vrchov, Malej a Veľkej Fatry, Vysokých a Nízkych Tatier. Z najzápadnejších (Malé Karpaty, Považský Inovec, Tríbeč) ani z najvýchodnejších pohorí (ružbašský hrast, Branisko, Humenské vrchy) sa neuvádzajú. Nie sú známe z tatrika (tam, pravda, rét v časti jadrových pohorí chýba), avšak vystupujú v širšie chápanej manínskej jednotke, čo podporuje náhľad Maheľa (1986 a inde) o spoločnom sedimentačnom priestore krížňanskej a manínskej jednotky. Vyskytli sa aj v exotikách vo flyšovom aj pieninskom bradlovom pásme (aj v ňom iba v strednom úseku). Ale poznatky sú nateraz medzerovité a chýbajú aj porovnávacie údaje o výskyte zo susedných štátov.

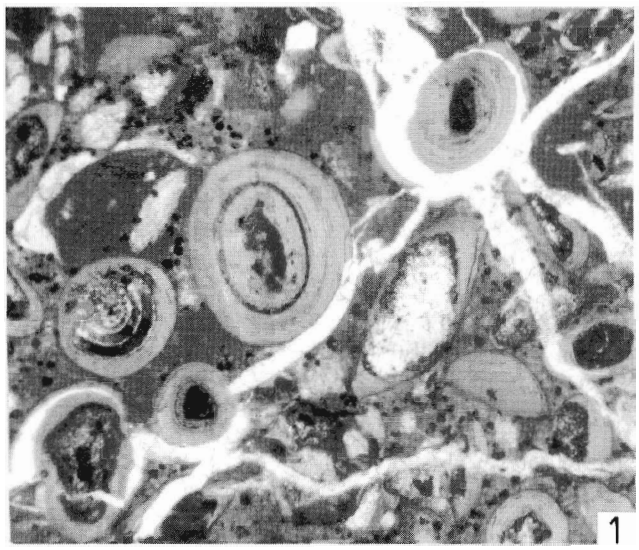
Interpretácia sedimentačného prostredia. Značnou prekážkou je, že Fe ooidy nie sú známe, z recentných morských sedimentov a preto nemožno využiť aktuogeologické porovnávanie. Podľa Kimberleya (1979) sa horniny s Fe ooidmi tvorili vo vnútorných veľmi plytkých moriach, v oxidovanom, energeticky bohatom prostredí. Podľa Van Houtena (1990) sú typické pre pasívne okraje kontinentov a najčastejšie sú späté s transgresiami druhého radu, počas ktorých sa sedimenty s Fe ooidmi ukladali v období hiátov.

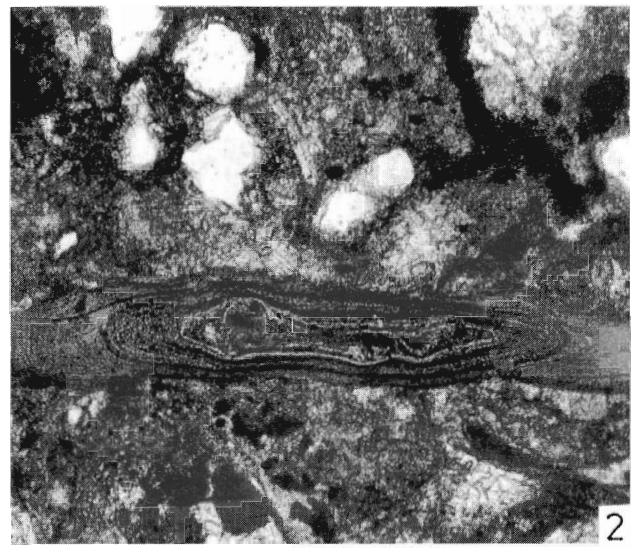
Aj opisované Fe ooidy rétu - liasu zo Západných Karpát sa viažu na transgresiu, ktorá nastúpila po prerušení morskej sedimentácie v keupri. Tvorili sa v hĺbke niekoľko málo metrov, aspoň sčasti v intertidálnej fácii, v morskom prostredí s normálnou salinitou a so silným príbojom (častý výskyt uprostred koralových biostrómov). Išlo o plytké členité more pasívneho kontinentálneho okraja; kolízna zóna kimérskej orogenézy bola ďaleko na J. Z mnohých území citovaná súvislosť Fe ooidov s vulkanickou činnosťou a vylúhovanie Fe obsahu pyroklastík v našom prípade vôbec neprichádza do úvahy. Ani Petránkov predpoklad (1991) o spoluúčasti výstupných morských prúdov pri vzniku barrandienskych Fe ooidových rúd nie je pre naše výskyty akceptovateľný, keďže panva s väčšou hĺbkou v ich blízkosti nebola. Naproti tomu zámena Fe ooidových hornín za čierne bridlice smerom od pobrežia, ktorú Petránek (l. c.) spomína, by do úvahy prichádzať mohla.

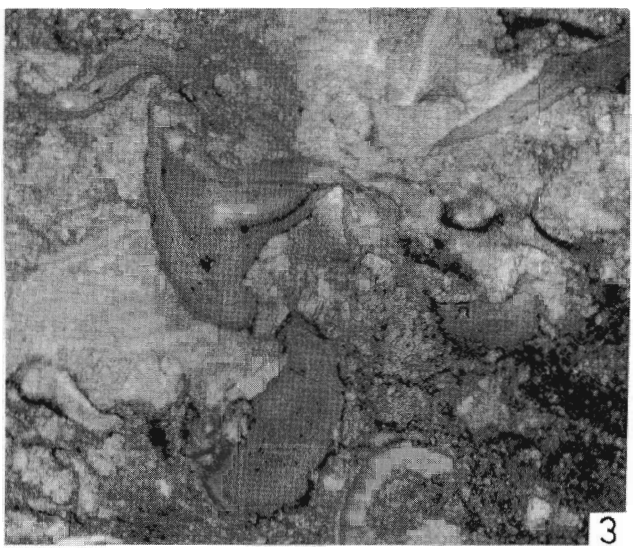
Tvorbu západokarpatských výskytov Fe ooidov podmienil lokálne zvýšený prínos zlúčenín Fe zo súše. O vzniku Fe ooidov sa dodnes vedú polemiky. Kimberley (1979) zastáva hypotézu, ktorú vyslovil Sorby už v polovici minulého storočia, podľa ktorej Fe ooidy vznikali „oželeznením" vápnitých ooidov. Aj v našom materiáli sú kalcitové ooidy impregnované iba chamositom, ale pri chamositových ooidoch, vytvárajúcich v polarizovanom svetle dokonalý čierny kríž, ktoré nemajú akékoľvek relikty či inklúzie kalcitu, je to sotva akceptovateľné. Oscilácia mineralogického zloženia a zatláčanie chamositu hematitom, prípadne kalcitových ooidov za minerály Fe ukazujú na kolísanie oxidoredukčného potenciálu a chemického zloženia počas sedimentácie aj diagenézy. Spoločný výskyt ooidov rôzneho zloženia (napr. tab. VIII, obr. 7), ako aj výskyt intraklastov Fe ooidových hornín (Kušik, 1967, obr. 15 a 26) svedčia o zmiešavaní pri redepozícii. Chamositové ooidy sú na kompakčné deformácie oveľa citlivejšie ako kalcitové a hematitové ooidy.

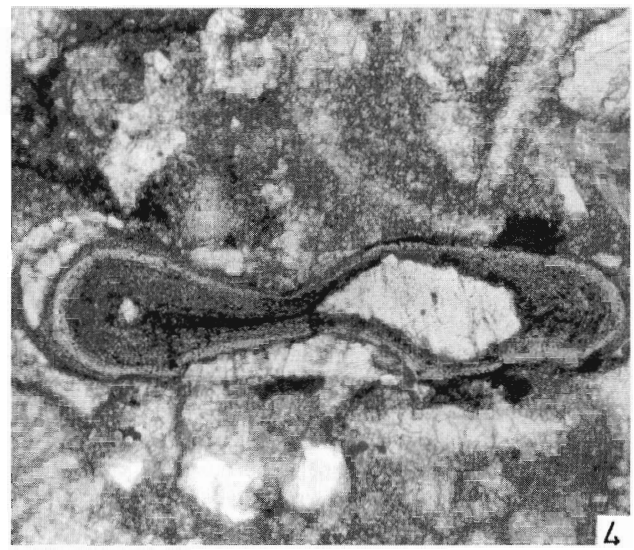
Illitové ooidy vo vápenci

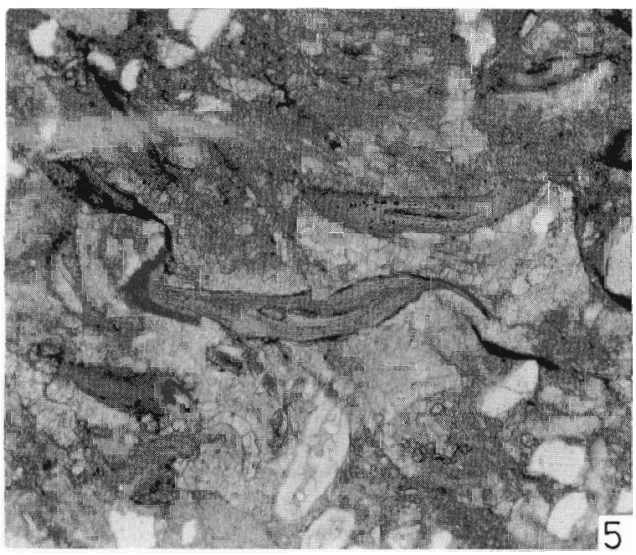
Illitové ooidy sú zo Západných Karpát doteraz známe iba z jedinej lokality, a to zo spodného liasu krížňanského príkrovu Belianskych Tatier na južných svahoch Ždiarskej vidly (Mišík et al., 1960, s. 181, profil s. 182). Pôvodne sa zaraďovali do hetanžu, ale Sýkora (1986) ich na základe fauny hlavonožcov zaraďuje do spodného sinemúru. Vyskytujú sa v čiernom slienitom čiastočne sideritizovanom vápenci predstavujúcom lavicu mocnú 1,15 m. Hojnejšie sú iba v niekoľkých laminách. Makroskopicky sú čierne, leskłé a silne sploštené. V mikroskope majú hnedú farbu, vo vnútornejšej časti ooidu zvyčajne svetlejšiu a vyznačujú sa veľkým počtom kortikálnych vrstvičiek (tab. IX, obr. 2). Jadrom býva úlomok echinodermového článku alebo iné kalcitové zrno, ale nikdy nie klastický kremeň, ktorý je prítomný v okolitej hmote. To ukazuje na afinitu prekurzorov illitu ku kalcitu a ich „fóbiu" ku kremeňu.

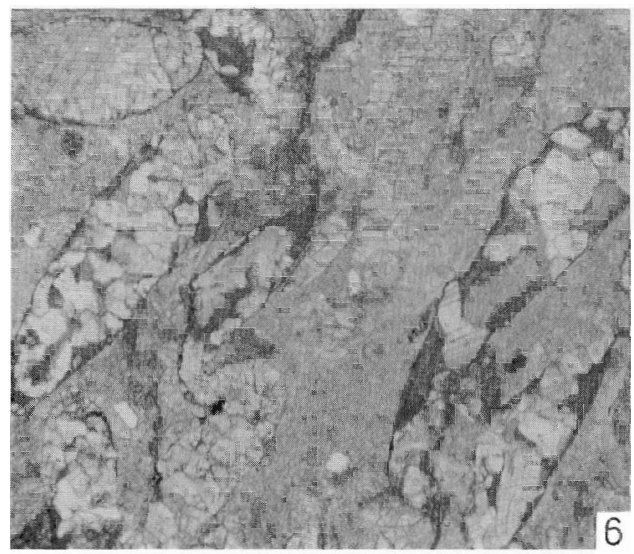

1


2


3


4


5


6

Túto preferenciu pravdepodobne spôsobuje mikropórovitosť bioklastov. Niekdy sú bez jadra. Všetky ooidy sa pri kompakcii (tab. IX, obr. 3) často deformovali aj do tvaru osmičky (tab. IX, obr. 4), zrejme preto, že si dlho uchovávali mäkkú konzistenciu. Z náchylnosti k deformáciám pri kompakcii možno odvodiť tento rad podľa „tvrdosti", resp. relatívnej rýchlosti tvrdnutia: kalcitové - hematitové - chamositové - illitové ooidy. Podobne ako kalcitové a Fe ooidy aj illitové ooidy vykazujú esovité deformácie so spájaním sa do krátkych retiazok (tab. IX, obr. 5). Často sa pri kompakcii vytiahli až do tenkých šupín (l. c., tab. II, obr. 1). Ich maximálny priemer dosahoval 1 mm. Línia d_m 9,96 a 9,99 v röntgenogramoch vyseparovaných ooidov ukazuje, že ide o dioktaedrický illit bohatší na Fe, čo potvrdzuje aj i. l. 1,595 ± 0,003. Illitové ooidy sčasti zatláča kalcit (tab. IX, obr. 6). Epigenetický siderit zatláča medzernú hmotu a schránky organizmov, ale do illitových ooidov vniká len výnimočne. To je podstatný rozdiel od illitových ooidov barrandiénskeho ordovika, ktorým sa pripisuje sekundárny vznik deferifikáciou leptochloritových ooidov (Vtělenský, 1959).

Interpretácia prostredia a súhrn poznatkov o vápnitých ooidoch v Západných Karpatoch

Vápnité ooidy sa tvoria v plytkej teplej vode. Podľa Newella et al.(1960) je na Bahamách optimálna hĺbka ich vzniku 1,6 m. Spravidla sa konštatuje, že sa tvoria v recentných sedimentoch v hĺbke menšej ako 5 m (Bahamy a Hine et al., 1981; Perzský záliv - Loreau and Purser, 1973; Shark Bay, Hagan and Logan, 1974).

Ooidy vznikajú najčastejšie v morskej vode normálnej salinity (takmer všetky tu opisované výskyty), ojedinele aj v hypersalinnej (napr. vo Veľkom soľnom jazere; z našich výskytov nepoznáme analógie, azda iba ooidy z karbonatickej platformy anisu mohli byť z vody s mierne zvýšenou salinitou) a zriedka aj v brakickej vode (sarmatské ooidové vápence). Sladkovodnými ooidmi (napr. z jaskýň) sa tu nezaoberáme.

Takmer všetky kvartérne morské ooidy sú z aragonitu (Bahamy, Perzský záliv, Arabský záliv, Suezský záliv, yukatánsky šelf Mexika, Žraločia zátoka v západnej Austrálii). Iba výnimočne sú z Mg kalcitu (guayanský šelf na S od ústia Amazony a veľký bariérový rif Austrálie; Richter, 1983).

Dokonale zachované štruktúry ooidov z niektorých starších období ukazujú, že už pôvodne museli byť z kalcitu. Sandberg (1983) dokazuje, že sa ooidy z aragonitu (Mg kalcitu) tvorili už v mladšom predkambriu až kambriu, potom v strednom karbóne až triase a v terciéri až kvartéri. Oceánska voda, z ktorej sa ooidy z kalcitu vyzrážali, bola charakteristická pre stredné paleozoikum a pre juru až kriedu. Ale sú aj výnimky. Napr. vo vrchnojurskom „Smackover Oolite" sa priamo pri pobreží tvorili aragonitové ooidy a trochu ďalej od pobrežia kalcitové ooidy (Heydari a Moore, 1994). Zo západokarpatského materiálu možno potvrdiť vyzrážanie pôvodne aragonitových ooidov v strednom triase. Na rozdiel od Sandberga (1983) rozhodne treba vzhľadom na dokonalé zachovanie veľmi hojných ooidov rétu nástup „kalcitovej oceánskej vody" datovať už od vrchného triasu (dokonale zachované ooidy sú nám známe aj z karnu, lokalita Lauensdorf pri Pöllingu, z centrálnoalpského triasu Rakúska).

Dôkladnejší graf sekulárnych trendov kolísania hojnosti aragonitových a kalcitových ooidov vypracoval Wilkinson et al. (1985), s ktorým naše výsledky dobre korelujú. Z obr. 7, reprodukovanom z uvedenej práce, vyplýva, že obdobia fanerozoika so zložením morskej vody vhodnej na tvorbu aragonitových ooidov („aragonitové moria") boli nasledujúce: l. stredné a vrchné kambrium, spodný ordovik, 2. vrchný karbón (pennsylvanian), perm, spodný a stredný trias, 3. najmladší terciér a kvartér. Ide teda o obdobia s relatívne nízkou hladinou a s najväčším rozsahom súší („geokratické obdobia"). Z našich pozorovaní to plne potvrdzujú pôvodne aragonitové ooidy stredného triasu.

Ostatné obdobia patrili „kalcitovým moriam", ktoré sú príznačné pre periódy s rozsiahlou záplavou kontinentov („talasokratické obdobia", submergencia kontinentov). Naše výsledky plne potvrdzujú zistenia výhradne kalcitových ooidov vo vrchnom triase a malme tak, ako to v diagrame (obr. 7) naznačil Wilkinson et al. (1985).

Richter (1983) pochybuje o kolísaní pomeru Mg/Ca oceánskej vody a z toho odvodenej oscilácii podmienok favorizujúcich raz tvorbu aragonitu a inokedy kalcitu (nízkomagneziálneho), ako to predpokladal Sandberg (1983). Richter a Füchtbauer (1978) dokazujú, že ooidy s dobre zachovanou štruktúrou boli pôvodne z Mg kalcitu (vysokomagneziálneho). Ten sa pri diagenéze mení na Fe kalcit a Fe sa v ňom dokázalo farbiacimi skúškami. Overovali to aj na súčasne vystupujúcich bioklastoch so známym

◀ Tab. IX. Illitové (a chamositové) ooidy. 1 - Kalcitové žilky zväčša obchádzajú chamositové ooidy, hore cirkumgranulárna žilka, ktorá sčasti oddelila vonkajšie vrstvičky od ostatného kortexu. Hetanž - sinemúr manínskej sukcesie. Petrova Lehota pri Trenčianskych Tepliciach, Strážovské vrchy. Č. v. 19077, zv. 30x., 2 - Illitový ooid deformovaný ešte v poloplastickom stave. Slabopiesčitý, sčasti sideritizovaný vápenec hetanžu krížňanského príkrovu, na JZ od Ždiarskej vidly, Belianske Tatry. Zv. 135x., 3 - Synsedimentárne deformované illitové ooidy. Ako v predchádzajúcom obr. Zv. 50x., 4 - Illitový ooid synsedimentárne deformovaný do tvaru osmičky. Ako v predchádzajúcom obr. Zv. 135x., 5 - Esovité („delfínovité") deformácie illitových ooidov. Ako v predchádzajúcom obr. Zv. 55x., 6 - Zatláčanie illitových ooidov agregátom kalcitu. Ako v predchádzajúcom obr. Zv. 42x.

Tab. IX. Illite and (chamosite) ooids. - Fig. 1. Calcite veinlets mostly course round the chamosite ooids, above there is visible the circumgranular veinlet, which partly separated the external laminae from other cortex. Hettangian - Sinemurian of the Manín succession. Loc. Petrova Lehota near Trenčianske Teplice, the Strážovské vrchy Mts. Thin section No. 19077, magn. 30x. - Fig. 2. Illite ooid deformed in the semiplastic state. Weakly-sandy, partially sideritized limestone of the Hettangian of the Krížna nappe. Loc. southwest of Ždiarska vidla, the Belianske Tatry Mts. Magn. 135x. - Fig. 3. Synsedimentarily deformed illite ooids. Description as in previous Fig. Magn. 50x. - Fig. 4. Illite ooid synsedimentarily deformed to the shape of the number eight. As in previous Fig. Magn. 135x. - Fig. 5. S-shape ("dolphin-like") deformations of the illite ooids. As in previous Fig. Magn. 55x. - Fig. 6. Replacing of illite ooids with the calcite aggregate. As in previous Fig. Magn. 42x.

pôvodným zložením z kalcitu alebo Mg kalcitu. Na podporu ich tézy slúži, že časť kvartérnych ooidov je z Mg kalcitu a že aj skelety tvorené Mg kalcitom si po diagenéze zachovávajú detaily štruktúry. Avšak farbiace skúšky s našimi vzorkami ooidov rétu, spodnejšieho malmu, titónu a sarmatu žiadnu takúto prímes dvojmocného Fe v kalicete nepreukázali, pričom v mladších žilkách v tých istých výbrusoch sa modré sfarbenie kalcitu vyskytlo (skúšky vykonal Aubrecht). To potvrdzuje, že tieto ooidy boli už pôvodne zložené z nízkomagneziálneho („normálneho") kalcitu.

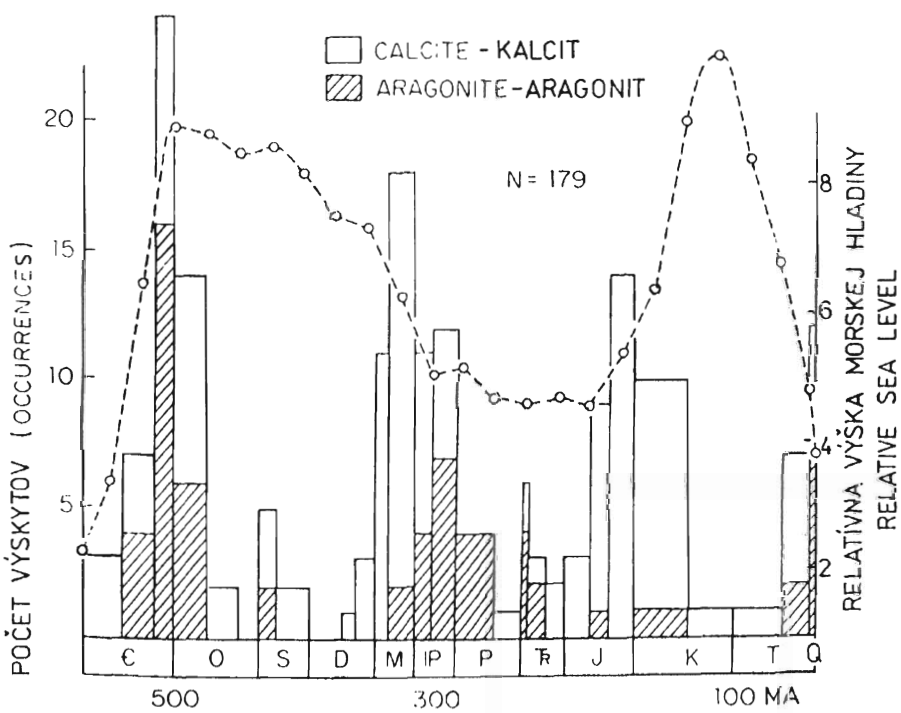
Pôvodne aragonitové ooidy buď nahradila mozaika kalcitových zŕn in situ s fantómami koncentrickej stavby (neomorfný pseudosparit s reliktným vysokým obsahom Sr), alebo boli rozpustené a vytvorili dutinky (moldic porosity). Tieto dutinky častejšie vyplnil kalcitový tmel. Wilkinson et al. (1985) uvádzajú aj graf celkovej hojnosti ooidových vápencov vo fanerozoiku. Z mezozoika a terciéru vyznačujú dve maximá, a to vo vrchnej jure a v holocéne. Pre množstvo prác o recentných výskytoch pokladáme holocénne maximum za subjektívne skreslenie.V paleozoiku sú ešte ďalšie dve maximá, a to vo vrchnom kambriu a v spodnejšom karbóne. Všetky maximá sa údajne viažu na veľké transgresie a regresie a v obdobiach medzi nimi sú zriedkavé.

Podľa stavby možno odlíšiť dva typy: 1. tangenciálne ooidy (T ooidy), t. j. ooidy s tangenciálnym usporiadaním ihličiek, čiže iba s koncentrickou stavbou, a 2. radiálne usporiadané ooidy (R ooidy). T ooidy by mali byť charakteristické pre energeticky bohaté prostredie a R ooidy pre pokojnejšie prostredie. Radiálnu štruktúru príp. jej stopy možno vidieť vo väčšine našich výskytov, avšak dokonalé zachovanie radiálnej vláknitej stavby v podobe čierneho kríža sa v polarizovanom svetle vyskytlo iba výnimočne na niektorých lokalitách z rétu. Hojné oosparity s R ooidmi z karpatského rétu však toto pravidlo o tvorbe R ooidov v tichej vode spochybňujú.

Dávnejšie sa predpokladalo, že radiálna stavba je druhotná, vzniknutá až pri diagenéze, ale aj z ooidov rozlomených podľa radiálnych prasklín ešte v sedimentačnom priestore (tab. VI, obr. 5) je zrejmé, že radiálna stavba bola ešte pred kompakciou a tmelením (Bathurst, 1971). Dokonalú radiálnu štruktúru majú aj aragonitové ooidy z Perzského zálivu.

Priemerná veľkosť ooidov do značnej miery odráža sily príboja v mieste ich tvorby. Väčšie bioklasty, ktoré už nemohli byť nadnášané, v danej vzorke už neobaľujú kortikálne vrstvičky. Treba však počítať aj s dodatočným prenesením ooidov do iného prostredia. Tak vznikla podstatná časť oomikritov. Podľa Halleya et al. (1983) vznikajú oomikrity (ooid-wackstones) medzi ooidovými barmi na chránenej strane (leeside) ooidových pásov, dún a ostrovčekov. Tvorbu ooidov v tichej vode a lagúny Bimini na Bahamách opísal Bathurst (1971). Tichému prostrediu sa pripisujú aj „pelagické ooidy" kimeridžu - titónu (Jenkyns, 1972), ale tam ide o úplne odlišný materiál - mikroonkoidy. Priemerná veľkosť ooidov v každom vápenci, ktorý sme skúmali, bola 0,3 až 0,8 mm.

Variácie sfarbenia v jednotlivých paketoch kortexu (žltkasté, hnedé, čiré) súvisia najmä s prímesou Fe a organic-



Obr. 7. Distribúcia výskytu pôvodne kalcitových a aragonitových kortikálnych vrstvičiek ooidov zostavená zo 179 fanerozoických výskytov; vidno súvislosť medzi hojnosťou aragonitových ooidov a obdobiami zvýšeného vynárania sa kontinentov (Wilkinson et al., 1985).

Fig. 7. Distribution of occurrences of originally calcite and aragonite cortical laminae of ooids compiled from 179 Phanerozoic occurrences; the relation between abundance of aragonite ooids and the periods of increased continental emerging is visible (Wilkinson et al., 1985).

kých látok a ukazujú na meniace sa prostredie počas rastu ooidu. Aj prítomnosť mikritických medzivrstvičiek (prerušenie rastu, navrtávanie endolitickými riasami) ukazuje na dlhý vývoj teliesok. Newell et al. (1960) pomocou ^{14}C subrecentného ooidu zistili, že najvnútornejšia časť kortikálnych vrstvičiek mala vek 2350 ± 100 rokov, kým periférna 225 ± 100 rokov.

O obdobiach s charakteristickým výskytom ooidov v Západných Karpatoch možno urobiť nasledujúce závery:

Karbonátová platforma vytvorená v anise mala prostredie podobné ako dnešná bahamská karbonátová platforma. Aragonitové ooidy lemovali elevácie v nej a tvorili sa aj v prílivových kanáloch.

Z distribúcie kalcitových ooidov v Západných Karpatoch (obr. l) je zrejmé, že sú najpríznačnejšie pre vápence rétu a hetanžu (najmä krížňanskej jednotky), v menšej miere anisu, malmu a sarmatu. Zriedka sa vyskytujú v súvrstviach skýtu, ladinu, karnu, noriku a barému - aptu. Úplne chýbajú v bioklastických a biohermných vápencoch senónu, paleocénu, eocénu a bádenu.

Keďže sa elevácie a prílivové kanály ustavične premiestňovali pre nedostatok odkryvov, asi sa na paleogeografických mapách nebudú zobrazovať nikdy.

Z karbonátových platforiem malmu Západných Karpát sa zachovali súvislejšie polohy ooidových vápencov iba na pavlovskej karbonátovej platforme (ždánická jednotka), kým v ostatných oblastiach, známych iba z obliakového materiálu a z kalciturbiditových vložiek, sú ooidy silne dispergované. Z urgónskej karbonátovej platformy barému - aptu sa takmer výhradne zachovali len jej svahové časti, takisto so silne dispergovanými ooidmi.

V období rétu - hetanžu najmä v krížňanskej jednotke nešlo o karbonatickú platformu, ale napriek tomu to bolo obdobie maximálnej tvorby ooidových vápencov. Pravdepodobnou príčinou bolo silne členité pobrežie, ktorého konfigurácia azda mala priaznivý vplyv aj na výšku prílivu. Michalík (1978, obr. 3) predpokladá tvorbu ooidov v réte pri transgresných a regresných fázach, kým vo fázach stability údajne chýbajú. Zvyčajne ide o typické oosparity, ktoré podľa Wilsona (1975) patria do štandardnej mikrofácie SMF-15.

Dosť prekvapujúce je rozšírenie ooidových vápencov v sarmate okrajov podunajskej a viedenskej panvy. Tieto poloizolované panvy centrálnej Paratethydy mali zanedbateľne nízku výšku prílivu a odlivu.

Odhadnúť teplotu vody pri tvorbe ooidových vápencov rétu v nám blízkych terénoch Východných Álp sa pokúšal Fabricius et al. (1970, obr. 3). Pri dvoch vzorkách uvádzajú hodnotu PDB delta ^{18}O = -2,25 ‰ a -2,51 ‰ a odvodzujú z toho teplotu 26,9 a 29,4 °C (l. c. s. 812). Naše výsledky z dvoch vzoriek z rétického ooidového vápenca Západných Karpát sú podstatne odlišné (Kantor a Mišík, 1992), a to PDB delta ^{18}O = -8,01 ‰ a -5,31 ‰, čo je podobné ako jediná analýza z práce Veizera a Hoefsa (1976), a to -6,3 ‰. Z toho vychodí teplota nad 40 °C, čo zrejme nereprezentuje teplotu sedimentačného prostredia ooidov, ale najmä diagenézy, sparitového tmelu.

Deformácie ooidov. V západokarpatskom materiáli sa zistili takéto prípady:

- Esovité deformované ooidy, označované aj ako delfínovité tvary, spastolity alebo háčikové formy, ktoré sa často spájajú do retiazok („oolites confluantes", „elephantine trunk-to-tail connected ooids"). Bežne sa vyskytujú v ooidových vápencoch anisu, v menšej miere v réte a kampile. Uvažuje sa o niekoľkých mechanizmoch ich tvorby: 1. vzájomné impakty v sedimentačnom prostredí (Carozzi, 1961, napodobnil to aj experimentálne), 2. skĺzavanie sedimentu, 3. kompakcia pred stmelením, 4. kompakcia pri počiatočnom tmelení a rozpúšťaní ooidov, 5. sploštenie a torzia budinážou po vzájomnom vtláčaní a rozpúšťaní ooidov (Radwanski a Birkenmajer, 1977), 6. vznik na ploche kolapsu spôsobeného rozpúšťaním, pozdĺž plochy nastal malý laterálny pohyb (Conley, 1977). Za najpravdepodobnejšiu príčinu deformácie pokladáme kompakciu kombinovanú so sklzmi na malú vzdialenosť.

- Odlupovanie vonkajšieho obalu (exfoliácia, „spalled ooids"). Ide o častý jav v ooidoch titónskeho a barémskeho až aptského vápenca (tab. VII, obr. 3) Západných Karpát, ale ojedinelý v ooidoch rétu a sarmatu (tab. VII, obr. 9). Wilkinson et al. (1984) upozorňujú na dva odlišné prípady takéhoto odlupovania. V prvom ide iba o fyzikálnu ruptúru vonkajších kortikálnych vrstvičiek pri kompakcii. V takom prípade sa odlúpnutá časť musí dĺžkou rovnať vonkajšej dĺžke najbližšej nerozlomenej vrstvičky. V druhom prípade je odlúpnutá vonkajšia časť, zreteľne väčšia ako vnútorná. Autori to vysvetľujú tým, že sa v ooide striedali kalcitové a aragonitové vrstvičky, pričom sa aragonitové vrstvičky medzi rozlomenou a nerozlomenou vrstvičkou rozpustili. Pokladajú to za dôkaz, že sa v niektorých prípadoch mohol Mg kalcit a aragonit striedať v tom istom ooide. Plastické strieškovité vyklenutie vonkajších obalov do pórových priestorov počas kompakcie sa spozorovalo v ooidoch malmu pavlovskej karbonatickej platformy (tab. VII, obr. 4). Podobnú deformáciu („buckled ooid laminae") zobrazil Battacharya a Friedman (1984, obr. 8).

- Ďalej sa zistili nasledujúce deformácie: zlomené ooidy (tab. VI, obr. 5), ooidy dorastané na zlomené ooidové jadro („hiátové ooidy"), kolaps mikritických obrúb vylúhovaných ooidov (anis, tab. II, obr. l, 2), cerebroidálne ooidy zo sarmatu (tab. VII, obr. 7). Podľa Kahleho (1974) sú takéto deformácie charakteristické pre nízko-energetické prostredie a spôsobila ich bakteriálna aktivita.

Z *diagenetických premien* sa zistili ojedinelé prípady zatláčania ooidov sadrovcom (perm - spodný trias, tab. I, obr. 2 - 4), selektívne zatláčanie dolomitom a jeho neskoršia dedolomitizácia (spodný trias, tab. I, obr. 1). selektívne zatláčanie dolomitom (stredný trias, tab. l, obr. l, 5, tab. II, obr. 4, 6), neselektívne zatláčanie dolomitom a rekalcitizácia dolomitu (titón ždánickej jednotky, tab. V, obr. 4), pervazívna dolomitizácia celej horniny (tab. III, obr. 6), selektívna silicifikácia (veľmi zriedkavá, anis - tab. III, obr. 3), silicifikácia kortikálnych vrstvičiek ooidov (lias - tab. VI, obr. 6, 7, barém - tab. VII, obr. 5), neselektívna čiastočná silicifikácia ooidov (syntaxiálny rast autigénneho kremeňa na klastické jadro na úkor kortikálnych vrstvičiek, rét - tab. V, obr. 6, 7), ďalej vnikanie

ooidov do seba, tlakové rozpúšťanie pred stmelením (malm a barém - apt), rozpúšťanie s vytváraním mikrostyolitov okolo ooidov (rét, tab. IV, obr. 5), rozličné typy rekryštalizácie kortikálnych vrstvičiek (tab. V, obr. 1 - 3) a tektonická deformácia ooidov (tab. V, obr. 4, 5).

Literatúra

Andrusov, D., Samuel, O. & et al., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 440.*

Balogh, K., 1964: Die geologische Bildungen des Bükk-Gebirges. *Magy. áll. földt. Intéz. Évk., XLVIII, 2, 245 - 719.*

Bathurst, R. G. C., 1971: Carbonate sediments and their diagenesis. *Elsevier, Amsterdam-London-New York, 620.*

Bhattacharyya, A. & Friedman, G. M., 1984: Experimental compaction of ooids under deep-burial diagenetic temperatures and pressures. *J. sed. Petrology, 54,2, 362 - 372.*

Birkenmajer, K. & Tyszka, J. 1996: Paleoenvironment and age of the Kronowe Formation (marine Toarcian-Aalenian), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol., 109, 7 - 42.*

Borza, K., 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belianských Tatier a masívu Širokej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 10, 1, 133 - 170.*

Borza, K., 1977: Cyklická sedimentácia dachsteinských vápencov Muránskej planiny. *Geol. Práce, Spr., 67, 23 - 52.*

Bystrický, J., 1956: Príspevok ku geológii Veľkej Fatry. *Geol. Práce, Spr., 8, 36 - 64.*

Conley, C. D., 1977: Origin of distorted ooliths and pisoliths. *J. sed. Petrology, 47, 554 - 564.*

Carozzi, A., 1961a: Oolithes remaniées, brisées et régénérées dans le Mississippian des chaines frontales, Alberta Central, Canada. *Arch. Sci. phys. natur. Genève, 14, 2, 281 - 296.*

Carozzi, A., 1961b: Distorted oolites and pseudooolites. *J. sed. Petrology, 31, 262 - 274.*

Čepek, P., 1970: To the facies characterization of the neritic and bathyal sedimentation of the Alpine-Carpathian geosyncline. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 5, 1 - 78.*

Eliáš, M., 1981: Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. *Sbor. geol. Věd. Ř. G., 35, 75 - 144.*

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jakobshagen, V., 1970: Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. *Geol. Rdsch., 59, 2, 805 - 826.*

Fejdiová, O. & Salaj, J., 1994: Litostratigrafická a biostratigrafická charakteristika spodného triasu silicika na profile Rakovnica. *Zemní Plyn Nafta, 29, 1, 3 - 17.*

Gazdicki, A. & Michalík, J., 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. *Acta geol. pol., 30, 1, 61 - 76.*

Gazdicki, A., Michalík, J., Planderová, E., & Sýkora, M., 1979: Uppermost Triassic - Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 119 - 148.*

Hagan, R. B. S., Logan, B. W., 1974: Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Mem., 22, 283 - 355.*

Hagn, H., 1955: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. *E. J. Brill, Leiden, 1 - 174.*

Halahyová-Andrusovová, G., Borza, K. & Martiny, E., 1968: Príspevok k riešeniu genézy zrudnenia v Šankovciach (Spišsko-gemerské rudohorie). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 13, 55 - 89.*

Halley, R. B., Harris, P. M. & Hine, A. C., 1983: Bank margin environment. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 33, 463 - 506.*

Heydari, E., Moore, C. H., 1994: Paleoceanographic and paleoclimatic controls on ooid mineralogy of the Smackover Formation, Mississippi Salt Basin: implications for Late Jurassic seawater composition. *J. sed. Research, A 64, 1, 101 - 114.*

Hine, A. C., Wilber, R. J. & Neumann, A. C., 1981: Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margins facing open seaways in Northern Bahamas. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 65, 261 - 290.*

Jenkyns, H. C., 1972: Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic. *J. Geol., 80, 21 - 33.*

Kahle, Ch. F., 1974: Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *J. sed. Petrology, 44, 1, 30 - 39.*

Kantor, J. & Mišík, M., 1992: Isotopic composition of oxygen and carbon in selected Mesozoic and Tertiary limestones and dolomites in Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral Petrogr. Geochém. Metalogen., 15, 7 - 27.*

Kimberley, M. M., 1979: Origin of oolitic iron formations. *J. sed. Petrology, 49, 1, 111 - 132.*

Kimberley, M. K., 1983: Ferriferous ooids. *In T. M. Peryt (Ed.): Coated grains. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 100 - 108.*

Kochanová, M. & Kolárová-Andrusovová, V., 1971: Unterlias der czorsztyner Schichtfolge bei Brvnište im Váhtale und seine Fauna (Klippenzone, Westslovakei). *Geol Zbor., 22, 1, 137 - 148.*

Kotanski, Z., 1958: Stratigraphic and paleogeographic position of the Triassic in the Bielske Tatry Mts. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr. (Warszawa), 8, 8.*

Koutek, J., 1939: Poznámka o oolitických vápencích československých. *Příroda, 33, 100 - 102.*

Koutek, J. & Zoubek, V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1:75 000, list Bratislava 4758. *Knih. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 18, 1 - 150.*

Krystek, I., 1960: Výsledky sedimentárně petrografického výskumu severozápadní časti Malé dunajské nížiny. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond, Bratislava.*

Krystek, I., 1964: Výsledky sedimentárně petrografického výzkumu Podunajské nížiny. *Práce Výzk. Úst. Čs. naft. Dolů, 21, 93 - 98, 127 - 161.*

Ksiazkiewicz, M., 1971: On the origin of the Cieszyn limestone in the Carpathian Flysch. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre, 19, 3, 131 - 136.*

Kúšik, R., 1957: K otázke zloženia a pôvodu železitých oolitických rúd Oravíc. *Geol. Sbor., 8, 2, 335 - 344.*

Kúšik, R., 1967: Sedimentárne železné rudy rétu a spodného liasu krížňanského príkrovu. *Náuka o Zemi, Sér. Geol., 4, 1 - 77.*

Lefeld, J., 1968: Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. *Stud. geol. pol., 24, 1 - 115.*

Lefeld, J. (Ed.) et al., 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. geol. pol., 84, 1 - 93.*

Loreau, J. P. & Purser, B. H., 1975: Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. *In: Purser, B. H. (Ed.): The Persian Gulf. Springer Verlag (Berlin), 279 - 382.*

Maheľ, M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, 48, 200.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky, I. *Veda, Bratislava, 503.*

Maheľ, M. & Vozár, J., 1972: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrtov SM-1, SM-2 (Smižany). *Region. Geol. Západ. Karpát, 1, 1 - 81.*

Marková, M., 1963: Litológia vulkanogénno-sedimentárnych hornín z okolia Štúrova. *Geol. Práce, Zpr., 27.*

Matyszkiewicz, J. & Slomka, T., 1994: Organodetrital conglomerates with ooids in the Cieszyn limestone (Tithonian-Berriasian) of the Polish Flysh Carpathians and their paleogeographic significance. *Annal. Soc. Geol. Polon., 63, 211 - 248.*

Mello, J., 1975: Triassische Biohermenkalke im östlichen Teil des Slovakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 21 - 46.*

Mello, J., 1976: Faciálne a stratigrafické členenie wettersteinských vápencov čs. územia planiny Dolný vrch. *Geol. Práce, Spr., 65, 47 - 52.*

Michalík, J., 1973: Paläogeographische Studie des Räts der Krížna - Decke des Strážov - Gebirges und einiger anliegender Gebiete. *Geol. Zbor., 24, 1, 123 - 140.*

Michalík, J., 1974: Zur Paläogeographie der rhätischen Stufe des westlichen Teils der Krížna - Decke in den Westkarpaten. *Geol. Zbor., 25, 2, 257 - 285.*

Michalík,J., 1978: To the paleogeographic, paleotectonic and paleoclimatic development of the West Carpathian area in the Uppermost Triassic. *In: Vozár, J. (Ed.): Paleogeographical evolution of the West Carpathians. GÚDŠ, Bratislava, 189 - 211.*

Michalík, J. & Soták, J., 1990: Lower Cretaceous shallow marine buildups in the Western Carpathians and their relationship to pelagic facies. *Cretaceous Research, 11, 211 - 227.*

Michalík, J., Soták, J., Baráth, I.& Vašíček, Z., 1990: Poznámky k litológii, stratigrafii a biofáciám muránskeho súvrstvia a k jeho postaveniu v spodnokriedovom vrstevnom slede. Sborník 50 rokov výuky geológie a paleontológie na Slovensku. *GÚDŠ, Bratislava, 31 - 43.*

Mišík, M., 1964: Lithofazielle Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils des Niederen Tatra. *Sbor. geol. Vied. Rad ZK, zv. 1, Bratislava, 7 - 92.*

Mišík, M., 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Microfácie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát. *Vyd. SAV, Bratislava, 1 - 269.*

Mišík, M., 1970: Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten und Kalken bei der Dolomitisierung. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 4, 673 - 688.*

Mišík, M., 1972: Lithologische und fazielle Analyse der mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 22, 5 - 154.*

Mišík, M., 1986a: Sedimentologisches und fazielles Studium der Trias und Lias der Devín - Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 41, 67 - 91.*

Mišík, M., 1986b: Petrographic - microfacial analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). *Geol. Zbor., 37, 4, 405 - 448.*

Mišík, M., 1987: The Alga Halicoryne carpatica n.sp. from Upper Triassic of Western Carpathians. *Geol. Zbor., Geol. carpath., 38, 4, 285 - 293.*

Mišík, M., 1990: Urgonian facies in the West Carpathians. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 25 - 54.*

Mišík, M., 1991: Pebble composition and source areas of Senonian Valchov conglomerates (Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47/II, 5 - 35.*

Mišík, M., 1994: Senonian continental sediments with marine intercalations (Gosau complex) in the basement of the Slovakian part of Vienna basin (borehole Gajary Ga-125). *Mineralia Slov., 26, 4, 297 - 310.*

Mišík, M., 1995: Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and Paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 46, 4, 227 -239.*

Mišík, M. & Borza, K., 1976: Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 30, 5 - 49.*

Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. & Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten - paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 37, 5 - 55.*

Mišík, M., Kúšik, R. & Borza, K., 1960: Horniny so silikátovými oolitmi v réte a spodnom liase Belianských Tatier a masívu Širokej. *Geol. Zbor. SAV, 11, 2, 179 - 212.*

Mišík, M., Mock, R. & Sýkora, M., 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zbor. SAV, 28, 1, 27 - 69.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und oberkretazische Süsswasserkalke des Gemerikum. *Geol. Zbor SAV, 31, 3, 239 - 261.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín - Einheit. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7 - 111.*

Mišík, M. & Sýkora, M., 1982: Allodapische Barmsteinkalke im Malm des Gebirges Čachtické Karpaty. *Geol. Zbor. SAV, 33, 1, 51 - 78.*

Mišík, M., Sýkora, M. & Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepence a juhomagurská kordiliera. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 14, 7 - 72.*

Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. & Jablonský, J., 1991: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from the Neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 46, 9 - 101.*

Montenat, Ch., d Estevan, Ph., Barrier, P. & Patural, D., 1993: Les seismites. *Géochronique, 46, 15 - 17.*

Newell, N. D., Purdy, E. G. & Imbrie, J., 1960: Bahamian oolitic sand. *J. Geology, 68, 481 - 497.*

Nickel, E., 1983: Environmental significance of freshwater oncoids, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. *In: Peryt, T. M. (Ed.): Coated grains. Springer - Verlag, Berlin - Heidelberg, 308 - 329.*

Petránek, J., 1957: Zpráva o petrografickém výskumu některých triasových vápenců Jihomoravského krasu a okolí. *Zprávy geol. Výsk. v roku 1956.*

Petránek, J., 1991: Ordoviacian oolitic ironstones and their sources of iron. *Věst. Ústř. Úst. geol., 66, 6, 331 - 327.*

Pettihjohn, F. J., 1957: Sedimentary rocks. *Harper (New York), 1 - 718.*

Polák, M., 1978: Jura tatríd Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia). *Geol. Práce, Spr., 70, 91 - 114.*

Polák, M., 1987: Litofaciálna charakteristika jury Braniska a západnej časti Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr., 87, 137 - 152.*

Radwanski, A. & Birkenmajer, K., 1977: Oolitic pisolitic dolostone from the Late Precambrian of south Spitzbergen: their sedimentary environment and diagenesis. *Acta geol. pol., 27, 39.*

Richter, D. K., 1983: Calcareous ooids: a synopsis. *In: Peryt, T. M. (Ed.): Coated grains. Springer Verlag (Berlin), 71 - 99.*

Richter, D. K. & Füchtbauer, H., 1978: Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. *Sedimentology, 25, 843 - 860.*

Řehánek, J., 1977: Silicifikace vápenců autochtónniho mesozoika JV svahů Českého masívu. *Zemní Plyn Nafta, 22, 2, 159 - 161.*

Salaj, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *GÚDŠ Bratislava, 181.*

Sandberg, P. A., 1975: New interpretation of Great Lake ooids and ancient nonskeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology, 22, 297 - 537.*

Sandberg, P. A., 1983: An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature (London), 305, 19 - 22.*

Sauer, R., Seifert, P. & Wessely, G., 1992: Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine - Carpathian thrustbelt in Austria. *Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien), 85, 1 - 264.*

Schaleková, A., 1959: Girvanely triasu a jury Západných Tatier, Juhoslovenského krasu a Veľkej Fatry. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 10, 1, 191 - 202.*

Slávik, J., 1958: Mikropetrografické a sedimentologické zhodnocení vrtby Báhoň I. *Práce Úst. naft. Výzk., 12, 43, 59 - 72.*

Soták, J., 1986: Stratigrafia a typológia vrchného triasu vo vonkajších jednotkách Západných Karpát. *Zemný Plyn Nafta, 31, 1, 53.*

Soták, J., 1987: K distribúcii dasykladálnych rias plytkovodných vápencov jury a spodnej kriedy z produktov sliezskej kordiliéry (vonkajšie Západné Karpaty). *Misc. Micropal. II/1, 215 - 249.*

Sýkora, M., 1986: Sedimenty z rozhrania triasu a jury vo vybraných lokalitách krížňanského príkrovu Vysokých Tatier. [Kandidátska diz. práca.] *Manuscript - archív Katedry geológie a paleont., Bratislava, 1 - 148.*

Štelcl, J. & Malina, J., 1970: Anwendung der Petrographie in der Archäologie. *Folia Univ. Purk. brun., Geol., 11, 5, 1 - 111.*

Štelcl, J. & Tejkal, J., 1961: Petrographische Beitrag zur Erforschung des grossmährische Burgstätte Pohansko bei Břeclav. *Publ. Fac. Sci. Univ. J. E. Purkyně, F 9, Brno, 415 - 450.*

Van Houten, F. B., 1990: Global distribution of Paleozoic oolitic ironstones. *Čas. Mineral. Geol., 35, 3, 301 - 303.*

Veizer, J. & Hoefs, J., 1976: The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. cosmochim. Acta 40, 1387 - 1395.*

Vtělenský, J., 1959: Mineralogie oolitických železných rud některých ložisek Barrandienu. *Geotechnica, 26, 1 - 71.*

Wilson, J. L., 1975: Carbonate facies in geologic history. *Springer-Verlag (Berlin), 1 - 471.*

Wilkinson, B. H., Buczynski, Ch. & Owen, R. M., 1984: Chemical control of carbonate phases: implications from Upper Pennsylvanian calcite-aragonite ooids of Southeastern Kansas. *J. sed. Petrology, 54, 3, 932 - 947.*

Wilkinson, B. H., Owen, R. M. & Carroll, A. R., 1985: Submarine hydrothermal weathering, global eustacy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *J. sed. Petrology, 55, 2, 171 - 183.*

Wójczik, Z., 1959: Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca. *Acta geol. pol., 9, 2, 165 - 201.*

Stratigraphical and spatial distribution of limestones with calcite, chamosite, hematite and illite ooids in the Western Carpathians

Calcite ooids were formed in the high-energetic environment, mostly in depths less than 5 m. No cases of so-called quiet-water ooids were found in the Western Carpathians. Oomicrites contain retransported ooids. Except Sarmatian ooids from the brackish water environment, the ooids in all other studied cases proceeded from the marine water possessing normal salinity; ooids on the Middle Triassic carbonate platform could be formed in a slightly increased salinity.

Recent marine ooids are formed by aragonite, rarely by high-Mg calcite. Fossil ooids consist always from "normal" (low-Mg) calcite. Wilkinson et al. (1985) published a diagram (Fig. 7) reflecting the alternation of periods when the chemical composition of marine waters favorized the precipitation of aragonite, with those producing calcite ooids. Our results from the Western Carpathians agree well with the mentioned diagram. Originally aragonite ooids were formed during the Middle Triassic, calcite ooids with the well preserved structure during the Upper Triassic and Jurassic. In the course of the diagenesis the Middle Triassic aragonite ooids were either dissolved (moldic porosity) and filled by the drusy calcite, or replaced in situ by a calcite mosaic.

Richter and Füchtbauer (1978) affirmed that ooids with well preserved structure were originally composed by high-Mg calcite and they could prove the remaining isomorph $Fe^{\cdot}$ ions by staining. Our experiments with the staining of studied Rhaetian, Oxfordian, Tithonian and Sarmatian ooids gave negative results (for the controle purposes we may add that calcite of some younger veinlets in the same thin sections was stained in blue). Our results support the opinion about the primary low-Mg calcite ooids.

In the Western Carpathians the calcite ooids are abundant in Rhaetian and Hettangian limestones (mainly or the Krížna nappe), less frequent in the Anisian, Upper Jurassic and Sarmatian limestones; they occur rarely in Scythian, Ladinian, Carnian and Barremian-Aptian limestones (Fig. 1). Ooids are totally absent in the Senonian, Paleocene, Eocene and Badenian limestones.

The aragonite ooids bordered small local elevations and partly filled the tidal channels on the Anisian carbonate platform. Small erosional remains of the Upper Jurassic Pavlov carbonate platform with ooids crop out in the Ždánice unit of the Flysch Belt. These sediments were eroded from other areas and are known only as pebbles in younger conglomerates. The Urgonian (Barremian-Aptian) carbonate platform is represented on the Slovakian territory by slope facies only, with rare, strongly dispersed ooids. The Rhaetian and Hettangian ooids (Fig. 2 and 3) originated along a strongly dissected coastal line causing high tides. Sarmatian ooid limestones were limited on the margin of partially isolated Danube and Vienna basins (Fig. 5) where high tides could be hardly expected.

Following types of deformations and diagenetic alterations were observed: S-like deformations of ooids frequently connected in chains (Pl. II, Figs. 1 and 2), they originated mostly by compaction combined with a short sliding; spalling out of the external concentric laminae, typical for Tithonian and Barremian-Aptian ooids (Pl. VII, Fig. 3), rare in Rhaetian and Sarmatian ooids (Pl. VII, Fig. 8); plastic, roof-like imprints of external lamellae in pores during the compaction (Pl. VII, Fig. 4); broken ooids (Pl. VI, Fig. 5) proving the primary nature of the radial structure against an older opinion; collaps of micritic rims of the dissolved aragonite ooids (Pl. II, Fig. 1, 2); rare cerebroidal ooids (Pl. VII, Fig. 7).

The replacement of ooids by anhydrite was rarely found (Pl. I, Figs. 4 - 6). The replacement by dolomite is frequent (Pl. II, Figs. 4 and 6; Pl. III, Figs. 1 and 2), sometimes a later dedolomitization took place (Pl. I, Fig. 1). Selective replacement of cortical laminae by dolomite (Pl. I, Figs. 1 and 5; Pl. II, Figs. 4 and 6), impingement of dolomite rhombohedra in ooids with their later recalcification (Pl. V, Fig. 4), pervasive dolomitization of the whole rock (Pl. III, Fig. 6) were also observed. The selective silicification of ooids by microquartz was rarely noticed (Pl. III, Fig. 6), as well as the selective replacement of the cortex by authigenic quartz crystals during the inicial metamorphism (Pl. VI, Figs. 6 and 7). Authigenic overgrowth on the clastic quartz in ooid nuclei is frequent (Pl. V, Figs. 6 and 7). The pressure solution preceding the cementation is documented by mutual indentations of ooids. Ooids rimmed by microstylolites were found in several cases (Pl. IV, Fig. 5). Different types of recrystallization of cortex (Pl. V, Figs. 1 - 3) and tectonic deformations of ooids (Pl. V, Figs. 4 and 5) were observed.

Chamosite and hematite ooids are present frequently as an admixture in the Rhaetian and less frequently in the Lower Liassic limestones, mainly of the Krížna nappe and Manín unit and exceptionally of the Choč nappe. They were found also as pebbles of exotic origin within the Flysch and Klippen Belts. All localities with Fe-ooids are situated on the Fig. 6. They are not of economic importance. The more detailed data can be found in Kúšik (1967).

Fe-ooids were formed in the littoral facies of high-energetic environment (they were found several times amidst the coral biostromes). Chamosite ooids are sometimes partly replaced by hematite (Pl. VIII, Figs. 5 and 6); diagenetic replacement by pyrite and siderite was also observed. S-like deformations of hematite ooids joined in chains (Pl. VIII, Fig. 4), spalled external laminae (Pl. VIII, Fig. 2) and exfoliation in the form of circular veinlets caused by tectonic pressures was noticed (Pl. IX, Fig. 1). The cases of redeposition within the sedimentary basis are represented by mixtures of ooids with the different mineralogical composition (Pl. VIII, Fig. 7).

Illite ooids. They were found at a single locality in the Sinemurian limestones of the Krížna nappe, Belianske Tatry Mts. (for details see Mišík et al., 1960). They are formed by dioctaedric illite with Fe. Illite ooids are black, glittering, in the thin section of brown colour. Echinoderm plates and calcite grains served as nuclei of the illite ooids. Clastic quartz was never found in them in spite of its abundance in the rock. Illite ooids were strongly deformed during the compaction (Pl. IX, Figs. 3 and 4) and connected in chains (Pl. IX, Fig. 5). They preserved a soft consistence for a long time. The following sequence of ooid hardening can be deduced: calcite - hematite - chamosite - illite. Illite ooids used to be partially replaced by calcite (Pl. IX, Fig. 6), exceptionally by siderite.

Mineralia Slovaca, 29 (1997), 113 - 135

Postorogénne peraluminózne dvojsľudné granity a granitové porfýry v kohútskej zóne veporika (oblasť Klenovec - Zlatno)

ĽUBOMÍR HRAŠKO, VLADIMÍR BEZÁK a BOHUMIL MOLÁK

Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 6.9.1996, revidovaná verzia doručená 27.12.1996)

Postorogenic peraluminous two-mica granites and granite-porphyries in the Kohút Zone of the Veporicum Unit (Klenovec - Zlatno area)

Bodies of two-micaceous garnetiferous granites and granite-porphyries have been identified in the area of outcrop of Klenovec Complex gneisses. Both, the geochemical features and structural position are indicative of their pertinence to postorogenic granites. They differ from the Veporicum granitoids (except of the Hrončok type granite) by increased contents of K, Rb, B, Y, U, Be, Sn, W, (F) and reduced contents of Sr, Ca and Ba and high Rb/Sr ratio. Additional features to distinguish them from the other granites are presence of high-iron biotite and of mixed A-type - S-type zircon population. Water udersaturated granitic melt was probably generated from tonalitic orthogneisses in a process of low grade melting. Fractional crystallization of potassium feldspar caused an increase of the water content in the magma chamber. Granitic magma ascended into higher horizons via deep-seated faults, or shear-zone systems. Most attributes, including tourmalinisation, are reminiscent of the granitoids known from the Gemericum Unit. Based on their geochemical resemblance to Permian granitoids of the Western Carpathian, Permian age has been assigned to them.

Key words: monzogranite, granite-porphyry, Veporicum Unit, petrology, geochemistry, mineralogy, accessory minerals, zircon morphology, zircon geochemistry

Úvod

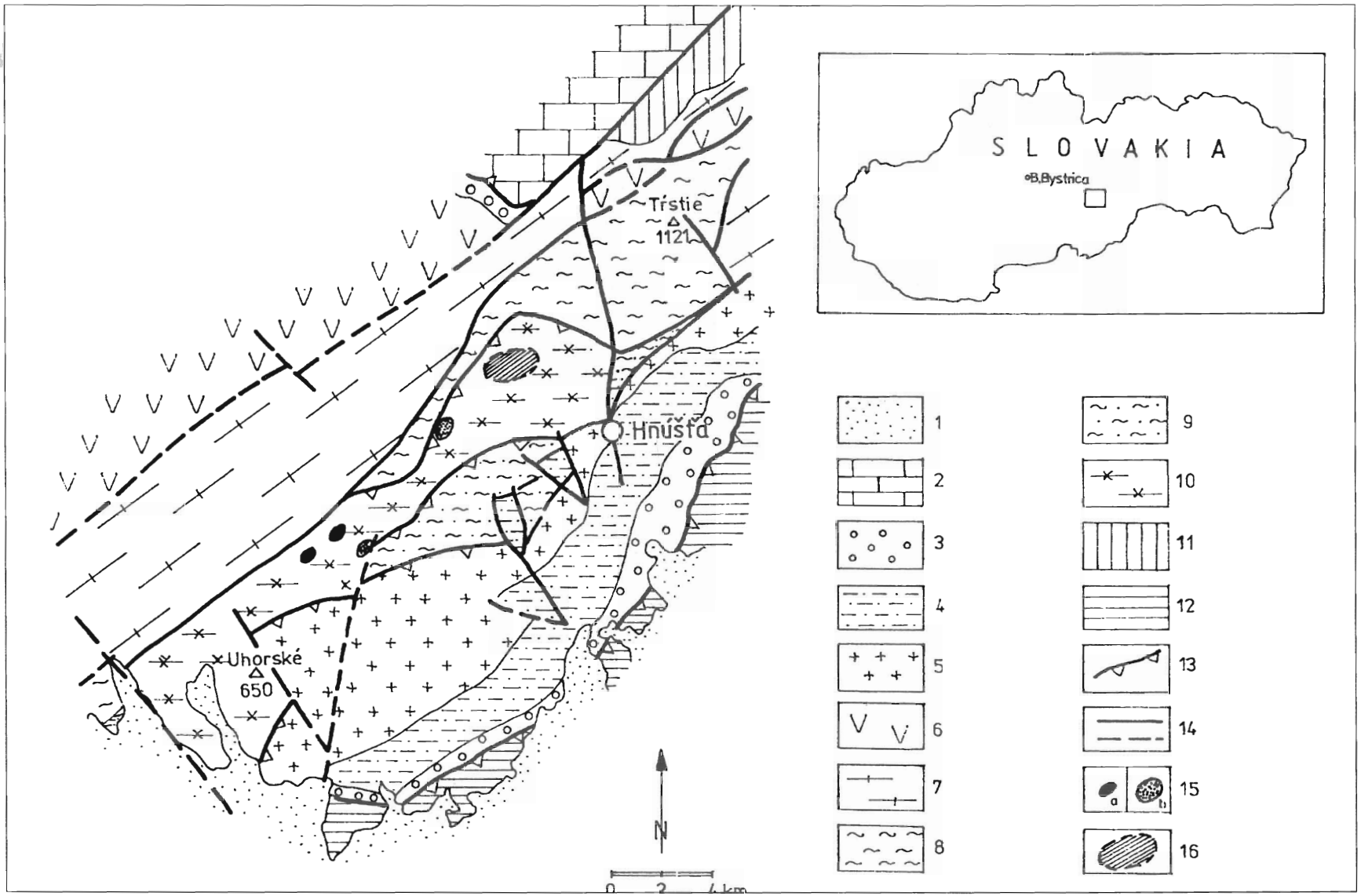
V poslednom čase sa na základe mineralogických a geochemických kritérií niektoré granitoidy veporika (hrončocký granit a s ním späté aplitoidy) zaradili do typu A magmatizmu (Broska et al., 1994; Petrík et al., 1995; Petrík, 1996). Podobný charakter majú aj nízkometamorfované acidné vulkanity a subvulkanické telesá permského až triasového (278 - 216 mil. r.) veku (Kotov et al., 1996). V obidvoch prípadoch sa intrúzie spájajú s hlboko založenými zlomami alebo so strižnými zónami v extenznom, resp. transtenznom režime. Kotov et al. (l. c.) preukázali vek permsko-triasového magmatizmu U/Pb metódou na zirkónoch. Pri hrončockom granite sa jeho permský vek predpokladá na základe Rb/Sr izotopovej izochróny (Petrík et al., l. c.). Magmatizmus tohto typu sa vyskytuje v zónach na S od hlavného veporského granitoidného telesa. Podobne aj granitoidy gemerika sú z väčšej časti pravdepodobne permského veku (Kovách et al., 1986).

V jz. časti kohútskej zóny sme identifikovali granitové telesá, ktoré sa mineralogickými aj geochemickými charakteristikami od ostatných granitoidov kohútskej zóny a hlavného veporského plutónu značne odlišujú, ale najmä z mineralogickej a geochemickej stránky sú príbuzné s gemerickými granitmi a v rámci veporika s hrončockým granitom. Skúmané granity - *klenovecký typ* - charakterizujeme z petrografického, mineralogického a geochemického hľadiska. Detailne sme preskúmali asociáciu akcesorických minerálov, morfológiu a geochémiu zirkónov.

Geologická pozícia telies

Granitoidné telesá sledovaného typu vystupujú v kohútskej zóne v prostredí rúl klenoveckého komplexu (obr. 1), ktoré Bezák definoval (1982) na J od granitoidov hybridného komplexu a na S od rimavického komplexu granitoidov a migmatitov (rimavické granitoidy sensu Kamenický, 1977). Najväčšie teleso sa identifikovalo geofyzikálne a overilo vrtom KS-1 na východnom okraji Klenovca (jeho základné mineralogicko-petrografické charakteristiky sme už opísali skôr (Hraško et al., 1989). Menšie teleso vystupuje v zárezе lesnej cesty v doline Poľovné nad jej stykom s Bradlanou dolinou na S od Zlatna. Osobitosťou sú telieska granitových porfýrov vystupujúce v periférnych častiach klenoveckého komplexu na jeho styku s južným (rimavickým) a severným komplexom (tzv. hybridných granitoidov).

Telesá majú charakter pňov. Geofyzikálne gravimetrické údaje granitu pri Klenovci (Obernauer a Stránska, 1977) indikujú elipsoidný tvar telesa s dlhšou osou približne v smere VSV-ZJZ. To môže indikovať mechanizmus intrúzie spätý s pohybmi na strižnej zóne, ale



Obr. 1. Geologická schéma oblasti. 1 - sedimenty neogénu, 2 - mezozoikum muránskeho príkrovu, 3 - permotriasový obal, 4 - fyiity a bridlice, 5 - leukokratný granit (rimavický typ), 6 - porfyrické granitoidy, 7 - hybridný komplex (hybridné granitoidy, migmatity, rula), 8 - svory, 9 - chloriticko-muskovitické bridlice, metabáziká a metakarbonáty, 10 - biotitická albitická rula, 11 - ortorula, 12 - gemerikum, 13 - násuny a prešmyky, 14 - zlomy (horizontálne posuny a poklesy), 15a - pne monzogranitov na povrchu, b - pne granitových porfýrov, 16 - skrytá monzogranitová intrúzia.

Fig. 1. Geologic scheme of the area. 1 - Neogene sediments, 2 - Muráň nappe Mesozoic, 3 - Permian-Triassic envelope, 4 - phyllites and schists, 5 - leucocratic granites (Rimavica type), 6 - porphyric granitoid, 7 - hybrid complex (hybrid granitoids, migmatites, gneisses), 8 - schists, 9 - chlorite-muscovite schists, metabasics and metacarbonates, 10 - biotitic albitic gneisses, 11 - orthogneisses, 12 - Gemericum Unit, 13 - thrusts and overthrust faults, 14 - faults (horizontal and norma lslip faults), 15 - a - exposed monzogranite bodies, b - granite-porphyry bodies, 16- buried monzogranite intrusion.

v dnešnej podobe sú granitoidy spolu so svojím okolím amputované a presunuté do alpínskych štruktúr.

Predpokladáme, že sa magma granitov klenoveckého typu derivovala z ortorulového substrátu, ktorý má podľa novších výskumov značné rozšírenie v tzv. hybridnom komplexe.

Metodika

Granitoidné horniny sme skúmali z petrografickej stránky a na stanovenie modálneho zloženia sme použili farbené veľkoplošné nábrusy a výbrusy. Zloženie horninotvorných minerálov sa skúmalo elektrónovým mikroanalyzátorom JEOL 733 WDS analýzou pri takýchto podmienkach merania: urýchľovacie napätie 15 kV, priemer lúča 3 - 5 μm, vzorkový prúd 20nA, merací čas 15 s.

Pri väčšine vzoriek sa skúmalo aj geochemické zloženie. Analýzy, pri ktorých sú uvedené štatistické parametre (tab. 5a, 5b), sa vykonali v laboratóriách GP Ostrava v Brne a zvyšných štyroch vzoriek v laboratóriách bývalého GP v Spišskej Novej Vsi. Tučným typom písma sú uvedené analýzy urobené neutrónovoaktivačnou metódou v Geoindustrii Černošice.

Akcesorické minerály sme skúmali v koncentrátoch ťažkých minerálov. Vzorky s hmotnosťou 10 - 15 kg sme drvili, sitovali na požadovanú zrnitosť, separovali na vibračnom splave a v ťažkých kvapalinách a napokon separovali na elektromagnetickom separátore. Vzorky sme hodnotili pod binokulárnym stereomikroskopom (Határ et al., in Hraško et al., 1993). Detailne sme skúmali vzorky zirkónu, a to z hľadiska morfológie aj chemického zloženia. Pri jednej vzorke sme špeciálne sledovali chemické zloženie zirkónu. Počet analyzovaných zŕn sa pohyboval okolo 40 - 50. Minerálne zrná sa analyzovali rtg. fluorescenčnou metódou na špeciálnej aparatúre v IGFM Akadémie vied v Kyjeve (analyzátori: Šňukov, Andrejev a Čeburkin). Detailnejší opis metodiky je v práci Čeburkina et al. (1984).

Petrografická charakteristika

Monzogranity. Monzogranity majú masívny charakter, sú sivej až svetlosivej farby s makroskopicky viditeľnými ružovými granátmi, často vystupujúcimi v zhlukoch s fengitickou sľudou dymovej farby. Modálnym zložením zodpovedajú monzogranitom s obsahom K živca 21,8 - 36,5 obj. %, plagioklasu 18,8 - 27,7 %, kremeňa 33,8 - 42,0 %, biotitu 1,4 - 4,4 % a muskovitu 4,7 - 8,7 % (tab. 1). Typický je vyšší obsah granátu (do 0,9 - 1,5 %), ktorý v porovnaní s hodnotami metagranitoidov veporika (Vrána, 1980, okolo 0,1 mod. %) je až viac ako desaťnásobne vyšší. Mikroskopicky majú horniny blastogranitickú a blastoporfyrickú štruktúru. K živce sú veľké do 1 cm, karlovarsky zdvojčatené, často uzatvárajú plagioklasy orientované v smere predĺženia. Obsahujú časté pertity s odlišnou optickou orientáciou aj genézou. Vývoj starších pertitov súvisí s odmiešaním albitovej zložky v subsolidusovom štádiu, kým vývoj mladších je spätý s nasledujúcim deformačným procesom. Hojná je aj albitizácia K živcových porfyrokrystov po puklinách, po okrajoch zŕn, ako aj areálna albitizácia. Prítomný je i mladší K živec, ktorý lalokovite vniká do staršieho. Pokladáme ho za subsolidový. Na styku K živcov s kyslými plagioklasmi sú často vyvinuté vejárovité myrmekity. Plagioklasy$_1$ albitového zloženia sú hypidiomorfné, vyplnené jemnozrnným muskovitom a veľmi zriedka klinozoisitom. Okolo plnených jadier je široký albitový lem a polysyntetické lamelovanie prechádza z plnených jadier do lemu. Časté sú aj novotvorené drobnejšie polysyntetický lamelované albity (plagioklas$_2$). Kremeň je len slabo undulózny, z väčšej časti kryštalizoval medzi prvými minerálmi a živce a biotit sa v raste prispôsobujú jeho morfológii. Ojedinelé sú monominerálne polohy panxenomorfného veľmi jemnozrnného K živca. Ďalšie minerály charakterizujeme nižšie.

Tab. 1
Modálne zloženie granitoidných hornín (v objemových %).
Modal compositions of granitic rocks (in vol. %)

Sample		Qz	Pl	Kf	Bi	Mu	Gar	OM
KS-1	283,0 - 284,0 m	33,8	18,8	36,5	1,4	7,4	1,3	0,8
	303,8 - 303,9 m	33,9	27,7	26,7	2,0	8,7	1,0	x
	356,2 - 356,3 m	33,8	23,6	32,3	2,3	6,6	1,4	x
	410,0 - 410,1 m	42,0	25,8	21,8	3,2	6,3	0,9	x
	451,8 - 453,5 m	38,6	22,9	29,3	2,4	5,7	1,4	-
	526,7 - 526,8 m	37,0	22,2	26,4	4,4	8,5	1,5	x
	581,0 - 583,0 m	39,0	26,2	26,0	2,7	4,7	1,4	x
V 7913/1		37,6	23,5	31,3	3,3	3,5	0,9	x

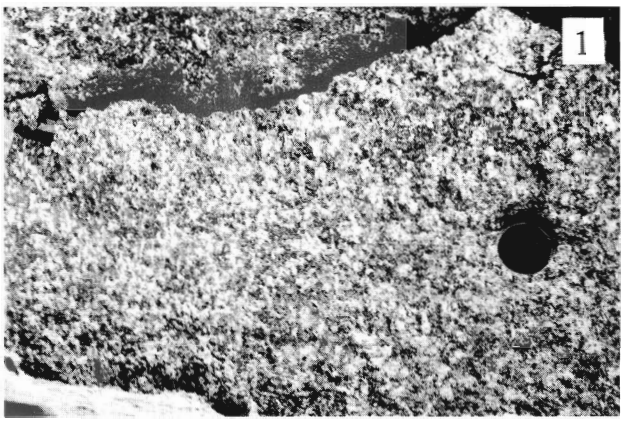
OM - rudné minerály
OM-ore minerals

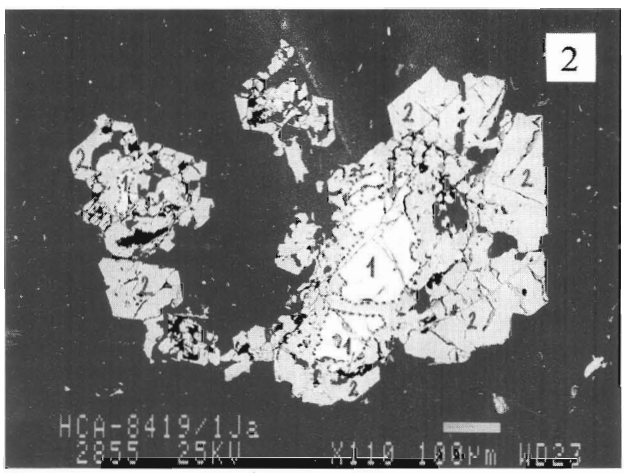
Granitové porfýry. Skúmali sme dve variety. Prvá má veľmi dobre zachovanú primárnu štruktúru (granitový porfýr, vzorka V7913/1, foto 7), v ktorej sú aj v kusovej vzorke nápadné porfyrokrysty oválnych kremeňov a dlhšie lišty tabuľkových K živcov (karlovarsky zdvojčatené, uzatvárajúce drobnejšie plagioklasy$_1$ orientované v kryštalografických smeroch). Idiomorfné porfyrokrysty K živca (3 x 10 mm) a magmaticky korodované slabo undulózne kremene (1 - 6 mm) sú v sukcesii najstaršie. Plagioklasy$_1$ uzatvárajú granáty veľké 1 - 3 mm. Základná hmota je drobnozrnná a má granitové zloženie (K živec$_2$ - plagioklas$_2$ - kremeň$_2$). Druhá varieta s metamorfno-rekryštalizačnou štruktúrou, v ktorej sa ešte zachovávajú porfyroklasty K živca, kremeňa a plagioklasu. Kremeň$_1$ je vnútorne rekryštalizovaný, K živec kataklázovaný a albitizovaný (metamorfovaný granitový porfýr, vzorka V8315/1, foto 8).

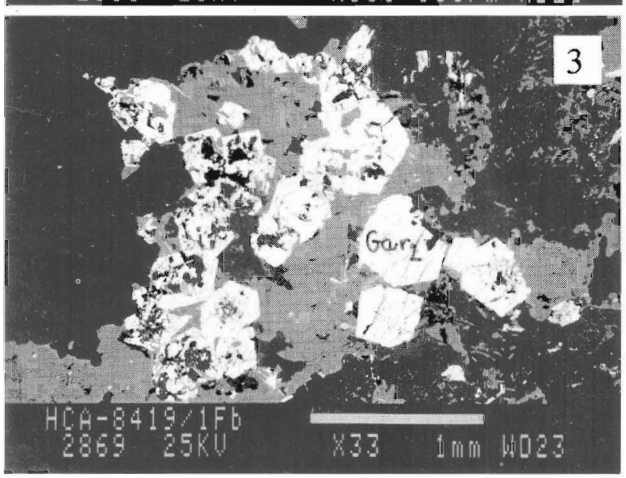
Mineralogická charakteristika

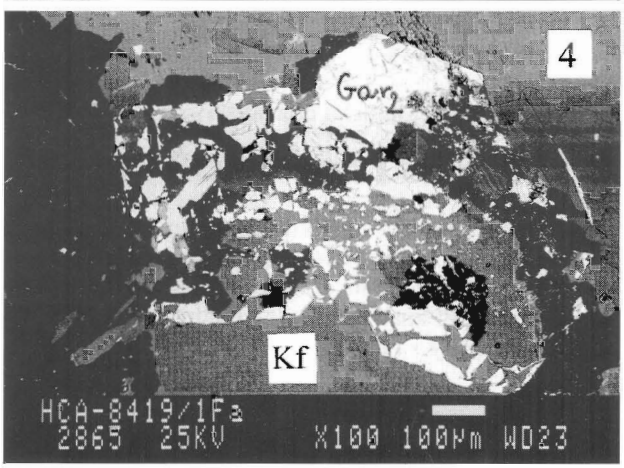
Biotity. Z mineralogického hľadiska sú to granitoidy charakteristické prítomnosťou nízkohorečnatých vysokoželezitých biotitov. Tvoria ich dve generácie:

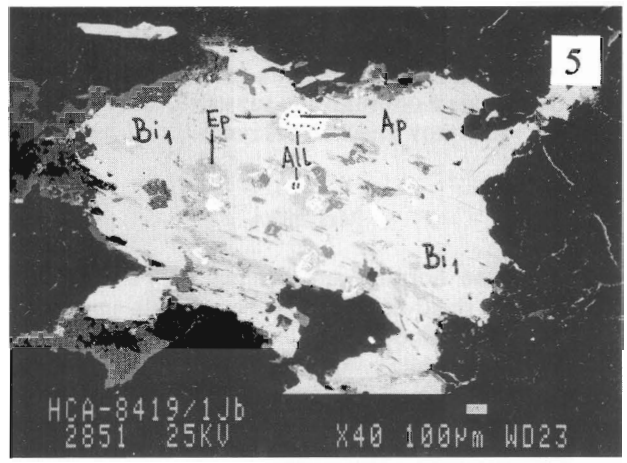
1. väčšie lupene (do 2 mm) sú lokálne chloritizované a hojne uzatvárajú zložité zonálne útvary, ktoré od stredu po okraj tvorí apatit - allanit - epidot (foto. 5). Uzatvárajú aj zirkóny s rádioaktívnym lemom. Miestami sú

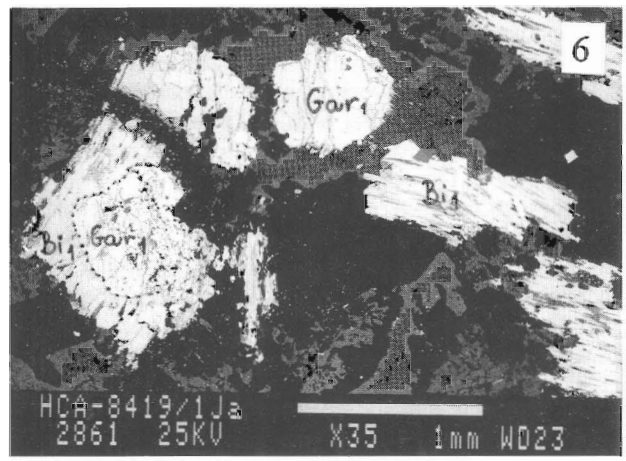

1

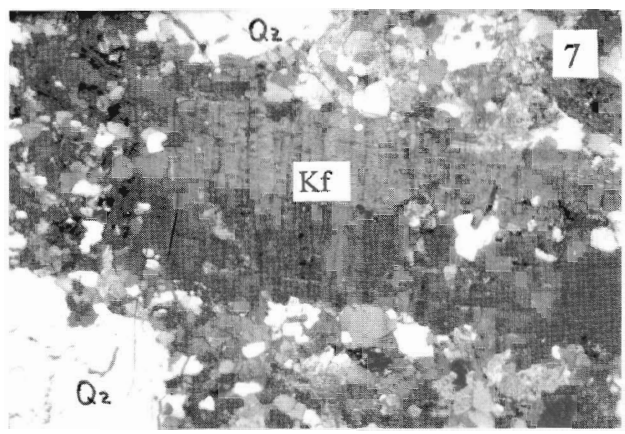

2
HCA-8419/1Ja
2855 25KV X110 100µm WD23


3
Gar2
HCA-8419/1Fb
2869 25KV X33 1mm WD23


4
Gar2
Kf
HCA-8419/1Fa
2865 25KV X100 100µm WD23


5
Bi1
Ep
Ap
All
Bi1
HCA-8419/1Jb
2851 25KV X40 100µm WD23


6
Gar1
Bi1
Bi1
Gar1
HCA-8419/1Ja
2861 25KV X35 1mm WD23

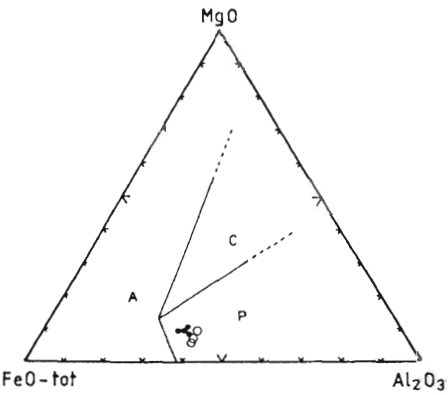

7
Qz
Kf
Qz

8
Qz

Tab. 2
Chemické zloženie biotitu z granitov
Chemical composition of biotites in granites

Sample	7810/1	7810/1	8419/1J	8419/1J	V7913/1	V7913/1	V7913/1
Rock	G	G	G	G	GP	GP	GP
Type	2	1	1	1	2	1	1
Point	31	51	1	4	5	10	11
SiO_2	34,18	35,81	34,79	34,46	35,91	35,90	35,04
Al_2O_3	18,59	17,76	17,93	16,98	18,37	18,35	18,61
TiO_2	1,50	2,24	2,46	2,47	3,08	3,04	2,80
CaO	0,05	0,01	0,04	0,15	0,00	0,00	0,00
MgO	4,79	4,59	3,64	4,09	4,43	4,01	4,02
FeO-tot	28,12	25,41	24,94	26,47	24,62	26,09	25,85
MnO	0,38	0,44	0,43	0,50	0,43	0,37	0,44
Na_2O	0,05	0,14	0,05	0,15	0,06	0,06	0,05
K_2O	9,11	9,32	9,21	8,29	9,57	9,65	9,49
Cr_2O_3	-	-	0,11	0,24	0,00	0,00	0,00
Total	96,77	95,73	93,50	93,55	96,48	97,47	96,30
O =				22			
Si	5,357	5,590	5,557	5,526	5,538	5,517	5,457
Al-IV	2,643	2,410	2,443	2,474	2,462	2,483	2,543
Al-VI	0,791	0,857	0,933	0,736	0,877	0,841	0,872
Ti	0,177	0,263	0,296	0,298	0,357	0,352	0,328
Ca	0,008	0,002	0,007	0,026	0,000	0,000	0,000
Mg	1,119	1,068	0,867	0,979	1,019	0,919	0,933
Fe^{2+}(tot)	3,686	3,317	3,332	3,551	3,176	3,354	3,366
Mn	0,050	0,058	0,058	0,068	0,056	0,048	0,058
Na	0,015	0,042	0,016	0,045	0,017	0,017	0,015
K	1,821	1,856	1,876	1,696	1,883	1,892	1,885
Cr	-	-	0,014	0,030	0,000	0,000	0,000
Total	15,667	15,463	15,399	15,429	15,385	15,423	15,457
Mg/(Mg+Fe)	0,233	0,244	0,206	0,216	0,243	0,274	0,217

Vysvetlivky: G - granity, GP - granitové porfýry; typy: 1 - magmatické, 2 - postmagmatické - metamorfné
Explanations: G-granites, GP- granite-porphyries; types - 1- magmatic, 2-post-magmatic - metamorphic



Obr. 2. Trojuholníkový diagram FeO_{tot}-Al_2O_3-MgO (Abdel-Fattah a Abdel-Rahman, 1994) zloženia biotitu rôznych magmatických suit: A = alkalická anorogénna (typ A), C = alkalicko-vápenatá, P = peraluminózna (vrátane typu S). Vysvetlivky: plné krúžky - monzogranity, prázdne krúžky - granitové porfýry.

Fig. 2. Triangle diagram FeO_{tot}-Al_2O_3-MgO (Abdel-Fattah and Abdel-Rahman, 1994) showing composition of biotites in various magmatic suites: A = alkali anorogenic (A-type), C = calc-alkaline, P = peraluminous (including S-type). Explanations: full circles - monzogranites, empty circles - granite-porphyries.

rozložené do asociácie muskovit - rudný minerál - $biotit_2$.

2. Drobnejšie lupene ($biotit_2$) sa tvoria a vystupujú vo všesmerne orientovaných glomeroblastoch, ako aj v interstíciách starších minerálov alebo v zhlukoch s fengitickým muskovitom a granátom. Obidva typy biotitu (tab. 2) sú vyššieželezité (celkový obsah FeO ~ 25 - 28 hmot. %). Voči biotitu z ostatných granitoidov južného veporika, ale aj veporskému a sihlianskemu typu granitoidov sú vysokoželezité. Na trojuholníkovom diagrame (obr. 2) FeO-Al_2O_3-MgO (Abdel-Fatah a Abdel-Rahman, 1994) ležia pozičné body biotitu v poli peraluminóznych granitov v blízkosti hranice s granitmi typu A.

Svetlá sľuda. Tvorí tri geneticky aj kompozične rozdielne skupiny (tab. 3): 1. veľkolupeňovité muskovity s nižším obsahom celadonitovej zložky a Si a vyšším obsahom Na a Al (tab. 3, bod. 41, 12, 2, 13) interpretujeme v zmysle Millera et al. (1981) ako primárne, 2. veľkolupeňovité muskovity neskoromagmatického alebo postmagmatického štádia zatláčajúce biotity a živce (tab. 3, bod. 32) sú zložením podobné nasledujúcej skupine, 3. drobnolupeňovité muskovity často tvoriace zhluky s granátmi bohatými na Ca a s drobnolupeňovitým $biotitom_2$ (bod 14, 33, 21, 6 - 9), majú vyšší obsah Si, Ti, celadonitovej zložky a nižší obsah Al a Na.

◀ Foto 1. Povlak čierneho turmalínu na primárnej pukline v granite (vzorka 7810/1). Foto 2. Skanová snímka dvoch typov granátu. 1 - magmatický spessartínovo-almandínový granát, 2 - metasomatický almandínovo-grossulárovo-spessartínový granát (vrt KS-1). Foto 3. Skanová snímka blastézy almandínovo-grossulárovo-spessartínového granátu (Gar_2) spolu s drobnolupeňovitým muskovitom (Mu; vrt KS-1). Foto 4. Skanová snímka blastézy almandínovo-grossulárovo-spessartínového granátu (Gar_2) v K živci (Kf) albitizovanom po pukline (tmavá fáza; vrt KS-1). Foto 5. Skanová snímka $biotitu_1$ (Bi_1) so zonálnymi uzavreninami apatitu (Ap), allanitu (All), epidotu (Ep), pseudomorfózy po monazite (vrt KS-1). Foto 6. Skanová snímka rastu $biotitu_1$ (Bi_1) na spessartínovo-almandínovom granáte (Gar_1), vrt KS-1. Foto 7. Porfyrokryst K živca (Kf) a kremeňa (Qz) v drobnozrnnom granitovom matrixe (granitový porfýr, vzorka V7913/1; mikrosnímka (N=X, dlhšia hrana fotografie = 10 mm). Foto 8. Maltovito-rekryštalizačná štruktúra granitového porfýru (vzorka V8315/1), Qz - rekryštalizovaný $kremeň_1$, mikrosnímka (N=X, dlhšia hrana fotografie = 10 mm).

Photo 1. Patinas of black tourmaline on a primary fissure in granite (sample 7810/1). Photo 2. Scan micrograph of two types of garnet. 1 - magmatic spes-sartite-almandine garnet, 2 - metasomatic almandine-grossularite-spessartite garnet (hole KS-1). Photo 3. Scan micrograph showing growth of almandine-grossularite-spessartite garnet (Gar_2) together with fine-flake muscovite (Mu; hole KS-1). Photo 4. Scan micrograph showing growth of almandine-grossularite-spessartite garnet (Gar_2) in feldspar (Kf), albitized joint (dark phase); drill hole KS-1). Photo 5. Scan micrograph of $biotite_1$ (Bi_1) with zonal inclusions of apatite (Ap) - allanite (All) - epidote (Ep), pseudomorphoses after monazite (drill hole KS-1). Photo 6. Scan micrograph of biotite (Bi_1) overgrowing spessartite-almandine garnet (Gar_1) drill hole KS-1. Photo 7. Porphyrocryst of K-feldspar (Kf) and quartz (Qz) in fine-grained granitic matrix (granite-porphyry, sample V7913/1; micrograph (N=X, longer side of the photograph = 10 mm). Photo 8. Mortar - recrystallisation texture of a granite-porphyry (sample V8315/1), Qz- recrystallised quartz, micrograph (N=X, longer side of the photograph = 10 mm).

Tab. 3
Chemické zloženie svetlej sľudy
Chemical composition of white micas

Sample	7810/1	7810/1	7810/1	7810/1	7810/1	7810/1	8419/1J	V7913/1	V7913/1	V7913/1	V7913/1	V7913/1
Rock	G	G	G	G	G	G	G	G	GP	GP	GP	GP
Type	3	2	3	1	1	3	1	3	3	3	3	1
Point	14	32	33	41	12	21	2	6	7	8	9	13
SiO_2	49,04	49,08	49,16	47,18	47,24	49,45	45,56	48,33	49,27	49,35	48,80	45,97
Al_2O_3	29,14	29,82	30,89	35,83	35,80	30,35	34,06	28,92	28,59	29,10	28,96	35,41
TiO_2	0,27	0,29	0,37	0,00	0,12	0,12	0,02	0,22	0,10	0,18	0,11	0,00
CaO	0,06	0,04	0,05	0,00	0,09	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,80	1,79	1,69	0,84	0,68	1,87	0,67	1,54	1,77	1,57	1,64	0,65
FeO-tot	4,82	4,73	4,32	1,82	2,13	4,68	2,12	4,69	4,68	4,52	5,09	2,64
MnO	0,07	0,02	0,15	0,03	0,02	0,03	0,15	0,03	0,04	0,04	0,08	0,01
Na_2O	0,14	0,01	0,15	0,56	0,34	0,09	0,60	0,09	0,06	0,08	0,08	0,84
K_2O	9,35	9,65	9,55	9,43	9,37	9,63	10,28	11,27	11,09	11,03	11,48	9,91
Total	94,68	95,44	96,32	95,68	95,79	96,30	93,50	95,09	95,60	95,87	96,24	95,42
O =						22						
Si	6,622	6,577	6,514	6,213	6,217	6,562	6,204	6,578	6,651	6,632	6,580	6,134
Al-IV	1,378	1,423	1,486	1,787	1,783	1,438	1,796	1,422	1,349	1,368	1,420	1,866
Al-VI	3,259	3,287	3,339	3,774	3,770	3,309	3,671	3,217	3,200	3,242	3,183	3,703
Ti	0,027	0,029	0,036	0,000	0,012	0,012	0,002	0,022	0,010	0,018	0,011	0,000
Ca	0,008	0,006	0,007	0,000	0,013	0,013	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,362	0,358	0,334	0,165	0,133	0,370	0,136	0,313	0,357	0,314	0,329	0,129
Fe^{2+}(tot)	0,544	0,530	0,479	0,200	0,234	0,519	0,241	0,534	0,528	0,508	0,574	0,294
Mn	0,008	0,002	0,017	0,003	0,002	0,003	0,018	0,004	0,005	0,005	0,010	0,001
Na	0,038	0,003	0,039	0,143	0,087	0,023	0,157	0,023	0,017	0,021	0,021	0,218
K	1,610	1,650	1,615	1,584	1,573	1,630	1,786	1,956	1,910	1,891	1,975	1,687
Total	13,856	13,865	13,866	13,869	13,824	13,879	14,027	14,069	14,026	13,999	14,104	14,032
Mg/(Mg+Fe)	0,400	0,403	0,411	0,452	0,362	0,416	0,361	0,370	0,403	0,382	0,364	0,305

Vysvetlivky: G - granit, GP - granitový porfýr. Typ: 1 - primárny muskovit, 2 - postmagmatické muskovity - fengity, 3 - postmagmatické muskovity - fengity spojené s deformáciou

Explanations: G- granite, GP-granite-porphyry. Type: 1 - primary muscovite-phengites, 2 - post-magmatic muscovite-phengites, 3 - post-magmatic muscovite-phengites associated with deformation

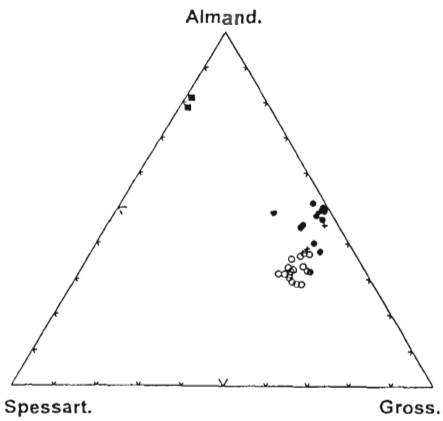
Granáty. (tab. 4). V horninách ich tvoria dve geneticky a časovo odlišné fázy: *1. staršie jadrá* kataklázované a zatláčané granátom 2. generácie (foto 2). Tvorí ich almandín s vyšším obsahom spessartínovej zložky (viac ako 16 % = viac ako 6,5 hmot. % MnO) a s nízkym obsahom grossulárovej zložky (pod 0,6 % = pod 0,5 hm.% CaO). Zloženie jadier je takmer identické s analýzou granátu z hrončockého granitu (Petrík et. al., 1995, vzorka VG-41), porovnateľného aj s magmatickými granátmi z monzogranitu Allana a Clarka (1981). Považujeme ho za magmatický. Vzácne ho obaľuje biotit$_1$ (foto. 6), čo dokumentuje zmenu od vodou nedosýtených do vodou saturovaných podmienok pri kryštalizácii Fe-Mg silikátov. Pomerne vysoký obsah Mn, ktorý stabilizoval granát pri nižšom tlaku, ako aj nízky obsah Ca, poukazujú na to (pri akceptovaní experimentálnych údajov Greena, 1977), že granát nukleoval v magme pri tlaku maximálne 3 - 4 kbar. Pozícia na trojuholníkovom diagrame spessartín - almandín - grossulár (obr. 3) tieto jadrá jednoznačne odlišuje od mladšieho lemu.

2. mladší lem a výplň kataklastických trhliniek v starších jadrách a samostatné blasty granátov (aj väčšie ako 1 mm) sa na rozdiel od granátov metagranitoidov veporika (Vrána, 1980) neviažu len na plagioklasy, ale často kryštalizujú spolu s glomeroblastmi muskovitu v K živcoch, albitoch a v interstíciách (foto 3, 4). Na diagrame spessartín - almandín - grossulár (obr. 3) sú znázornené plnými krúžkami a v porovnaní s údajmi Vránu (l. c.), Korikovského et al. (1989) a našimi (tab. 4) majú nižší obsah Mn. Modálny obsah granátov dosahuje 1,5 %.

Plagioklasy (tab. 5). Predstavujú čisté albity. Plnenie retrográdnym klinozoisitom, ktoré by poukazovalo na primárne bázickejšie plagioklasy, je veľmi vzácne.

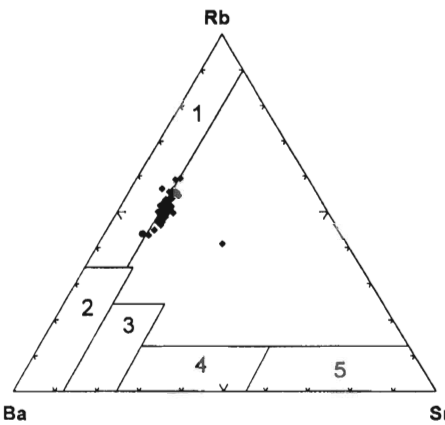
Geochemická charakteristika

Geochemicky sa skúmali vzorky z vrtu KS-1, ako aj vzorky 7810/1. Priemerné geochemické charakteristiky a charakteristika vybratých vzoriek sú v tab. 6a, 6b.



Obr. 3. Diagram almandín - spessartín - grossulár, zloženia granátov. *Vysvetlivky*: štvorce - magmatické granáty, prázdne krúžky - granáty veľké pod 0,1 mm z metagranitoidov veporika (dáta autorov), plné krúžky - lem a blasty granátov z granitov klenoveckého komplexu, krížiky - granáty z granitového porfýru.

Fig. 3. Diagram almandine-spessartite-grossularite, composition of garnets. *Explanations*: squares - magmatic garnets, void circles - garnets less than 0.1 mm across, from metagranitoids of Veporicum Unit (data with authors), full circles - garnet envelopes and blasts in granites of the Klenovec Complex, crosses - garnets in granite-porphyry.



Obr. 4. Diskriminačný diagram Rb-Sr-Ba (El Bouseily a El Sokkary, 1975). *Vysvetlivky*: 1 - silne diferencovaný granit, 2 - normálny granit, 3 - anomálny granit, 4 - granodiority a tonality, 5 - diority. Štvorce - analýzy z vrtu KS-1, krúžok - vzorka 7810/1.

Fig. 4. Discrimination diagram Rb-Sr-Ba (El Bouseily-El Sokkary, 1975). *Explanations*: 1 - strongly differentiated granites, 2 - normal granites, 3 - anomalous granites, 4 - granodiorites and tonalites, 5 - diorites. Squares - analyses from borehole KS-1, circle - sample 7810/1.

Tab. 4
Chemické zloženie granátov
Chemical composition of garnets

Sample	7810/1	7810/1	8419/1FA	8419/1JA	8419/1JA	8419/1JA	8419/1JA	8419/1JA	8419/1JA	8419/1JA	8419/1JA	V7913/1	V7913/1
Rock	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	G	GP	GP
Anal.	S	S	E	E	E	E	E	E	E	E	E	S	S
Point	22	11	42	43	42	1	2	3	1	4	5	1	2
Position	rim	rim				rim	rim	rim	core	core	rim	rim	centre
SiO_2	36,45	37,16	37,96	37,89	38,08	37,68	37,41	37,63	36,64	36,71	37,81	37,60	38,41
Al_2O_3	21,17	21,21	22,00	21,98	21,71	21,82	22,11	22,05	21,81	21,77	22,01	22,01	22,05
TiO_2	0,02	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,00
CaO	17,22	16,88	16,81	18,07	17,49	17,24	12,75	15,68	0,46	0,64	16,68	17,88	17,99
MgO	0,22	0,14	0,40	0,36	0,46	0,53	0,52	0,64	1,50	0,82	0,57	0,11	0,05
FeO-tot	21,58	20,90	22,30	17,95	20,86	20,44	21,25	22,69	32,72	32,17	21,77	20,71	17,80
MnO	4,01	4,36	0,54	3,75	1,40	2,29	5,96	1,31	6,87	7,89	1,16	1,90	5,04
Total	100,67	100,66	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,22	101,34
O =							12						
Si	2,905	2,947	2,987	2,977	2,995	2,970	2,970	2,969	2,976	2,989	2,976	2,961	2,987
Al-IV	0,095	0,053	0,013	0,023	0,005	0,027	0,030	0,031	0,024	0,011	0,024	0,039	0,013
Al-VI	1,893	1,929	2,027	2,013	2,007	2,000	2,039	2,020	2,064	2,077	2,019	2,004	2,008
Ti	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	0,000
Ca	1,470	1,434	1,417	1,521	1,473	1,456	1,084	1,325	0,040	0,056	1,406	1,508	1,499
Mg	0,026	0,017	0,047	0,042	0,054	0,062	0,062	0,075	0,182	0,100	0,067	0,013	0,006
Fe^{2+}(tot)	1,438	1,386	1,467	1,180	1,372	1,348	1,411	1,497	2,222	2,190	1,433	1,364	1,158
Mn	0,271	0,293	0,036	0,250	0,093	0,153	0,401	0,088	0,473	0,544	0,077	0,127	0,332
Total	8,099	8,063	7,994	8,006	7,999	8,016	7,997	8,005	7,981	7,967	8,002	8,017	8,003
Alm.	44,88	44,29	49,46	39,42	45,85	44,65	47,71	50,16	76,20	75,80	48,03	45,29	38,67
Andr.	0,06	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,00
Gross.	45,81	45,76	47,75	50,83	49,23	48,22	36,66	44,39	1,37	1,93	47,13	50,05	50,05
Pyr.	0,82	0,53	1,58	1,41	1,80	2,06	2,08	2,52	6,23	3,44	2,24	0,43	0,19
Spess.	8,45	9,36	1,21	8,34	3,12	5,07	13,55	2,93	16,20	18,83	2,59	4,21	11,09

Vysvetlivky: G - granit, GP - granitový porfýr. Anal.: E - Edaxova analýza, S - mikrosondová analýza WDS
Explanations: G - granite, GP - granite-porphyry. Anal.: Edax analysis, S -microprobe WDS analysis

Tab. 5
Chemické zloženie plagioklasu
Chemical composition of plagioclases

Sample	7810/1	7810/1	8419/1JB
Point	13	23	3
SiO_2	68,07	69,06	67,26
Al_2O_3	20,31	19,55	19,51
CaO	0,25	0,27	0,41
FeO-tot	0,07	0,26	0,01
Na_2O	11,47	11,07	10,83
K_2O	0,06	0,05	0,08
Total	100,23	100,25	98,10
O =		8	
Si	2,966	3,003	2,984
Al-tot	1,043	1,002	1,020
Ca	0,012	0,013	0,019
Fe	0,003	0,009	0,000
Na	0,969	0,933	0,932
K	0,003	0,003	0,005
Total	4,996	4,963	4,960
Ab	98,53	98,38	97,5
An	1,19	1,33	2,02
Or	0,28	0,29	0,48

Makroprvky. Horniny majú pomerne vysoký obsah SiO_2 (vo väčšine vzoriek sa pohybuje v úzkom rozsahu 73 - 75 hmot. %), nízky obsah CaO (v priemere pod 1 hm. %), vyšší obsah K_2O (priemerne 4,6 hm. %) a priemerný obsah Na_2O 3,3 hm. %. Priemerná suma $Na_2O + K_2O$ je okolo 8 hm. %.

Stopové prvky. Charakteristický je vyšší obsah B (11 - 224 ppm), pričom vysoký variačný koeficient indikuje nepravidelnú distribúciu B spätú s postmagmatickým procesom (turmalinizácia). Obsah Sr je nízky, obsah Rb naopak vysoký. To umožňuje zaradiť skúmané granitoidy z hľadiska obsahu Ba, Sr a Rb medzi diferencované (obr. 4). Dobrá pozitívna korelácia medzi Sr a Ba (obr. 6d) poukazuje na väzbu Sr hlavne na K živec. Medzi najdôležitejšie geochemické charakteristiky, ktoré majú skúmané granity spoločné s granitmi gemerika, patrí zvýšený obsah Rb, B, Be, Sn a Y (porov. napr. Tauson et al., 1974) a nízky obsah Ca a Sr.

Do geochemicky podobného typu patria aj granitoidy hrončockej intrúzie (porov. Petrík et al., 1995).

Zvýšeným obsahom U (5,4 - 12,7 ppm) a relatívne nízkym pomerom Th/U (0,76 - 1,78) sa najviac približujú granitom gemerika (ZK - vzorky, Kátlovsky, 1982), ale aj vzorke VG-42 z hrončockého granitu (Petrík et al., 1995).

Ako vidieť na harkerovských diagramoch (obr. 5a - f), okrem dvoch extrémnych vzoriek majú granity úzky kompozičný rozptyl SiO_2 od 73 do 75 hmot. %. Na distribúcii K_2O sa zúčastňuje hlavne K živec, muskovit a v menšej miere biotit. V intervale SiO_2 73 - 75 % sa prejavuje nevýrazná negatívna korelácia medzi SiO_2 a K_2O. To isté platí o vzťahu SiO_2 a Na_2O. Poukazuje to na pokles obsahu živcov s rastom SiO_2. Vo väčšine vzoriek sa prejavuje znižovanie obsahu Al_2O_3 s rastom SiO_2. Distribúcia Rb je spätá s obsahom K živca a sľudy, v intervale 73 - 75 % nevykazuje nijaký vzťah k zmene SiO_2, Ba v tomto intervale negatívne koreluje s SiO_2, čo je hlavne odraz znižovania obsahu K živca. Výrazne vyšší je pomer Rb/Sr (obr. 5e).

Vzácne zeminy. Kompletne sa stanovili len v štyroch vzorkách. Na obr. 7 sú chondriticky normalizované krivky REE so zjavnou negatívnou Eu anomáliou. Pomer Ce_N/Yb_N (dvoch vzoriek) je 4,7 - 4,9, pomer Ce_N/Lu_N (štyroch vzoriek) 3,8 - 6,2, čo poukazuje len na mierne obohatenie LREE voči HREE. Negatívna Eu anomália, charakteristická pomerom $Eu_N/Eu^* = 0,30 - 0,64$, je relatívne mierna. Táto anomália môže sledovať primárnu charakteristiku zdroja (napr. geochemicky zrelý sediment), byť dôsledkom zotrvania plagioklasu v restite počas parciálneho tavenia alebo frakcionácie plagioklasu v magme. Nasledujúca subsolidová alterácia mala pravdepodobne iba nevýznamný účinok a už primárne bola magma zrejme nízkovápenatá. Z diagramu La-Y (obr. 6f) možno dedukovať rovnakú kompatibilitu ľahkých a ťažkých vzácnych zemín.

Využitie petrochemických charakteristík na klasifikáciu a určenie geotektonického pôvodu telies

Z klasifikačného diagramu Q-A-P Le Maitra (1989; obr. 8a), ktorého koncové členy sú založené na mezonormatívnom prepočte, vyplýva, že skúmané granitoidy padajú do poľa monzogranitov, pričom najvyšší rozptyl je v smere vrcholu Q (kremeň). Pomer alkalických živcov voči plagioklasom sa výraznejšie nemení. Aj z diagramu QBF (obr. 8b) Debona a Le Forta (1983) vyplýva, že najväčšia zmena chemizmu odráža vzájomný pomer živcov a kremeňa, pričom sa pomer mafických súčiastok výrazne nemení. Skúmané granity možno zaradiť medzi subleukokratné typy.

Vzhľadom na prítomnosť dvoch sľúd je výhodné použiť diagram A-B (obr. 8c, Debon a Le Fort, 1983), z ktorého je zrejmé, že časť vzoriek patrí leukogranitom, ale väčšina normálnym typom, a to od biotitových typov po typy s prevahou muskovitu. Všetky vzorky (okrem dvoch, ktoré sú prechodného charakteru) majú peraluminózny charakter. Využiť makroprvky na určenie geotektonickej pozície umožňuje hodnota R1-R2 de la Rochea et al. (1980) v diagrame Batchelora a Bowdena (1985; obr. 8d), kde skúmané vzorky majú trend typický pre postorogénne granity. Rovnako dobre korešpondujú skúmané granity s poľami postorogénnych granitov na diskriminačných diagramoch Maniara a Piccoliho (1989; obr. 8e - 8f). S využitím stopových prvkov Ba Sr a Rb (El Bouseily a El Sokkary, 1975; obr. 4) možno skúmané granity zaradiť medzi silne diferencované. Na diskriminačnom diagrame Hf-Ta*3-Rb/30 Harrisa et al. (1986; obr. 9a) patria granity z klenoveckého komplexu medzi neskorokolízne až postkolízne. Na diskriminačnom diagrame (Y+Nb)-Rb Pearcea et al. (1984; obr. 9b) ležia prevažne na rozhraní polí synkolíznych

Tab. 6
Geochemická charakteristika skúmaných granitov
Geochemical characteristics of investigated granites

a

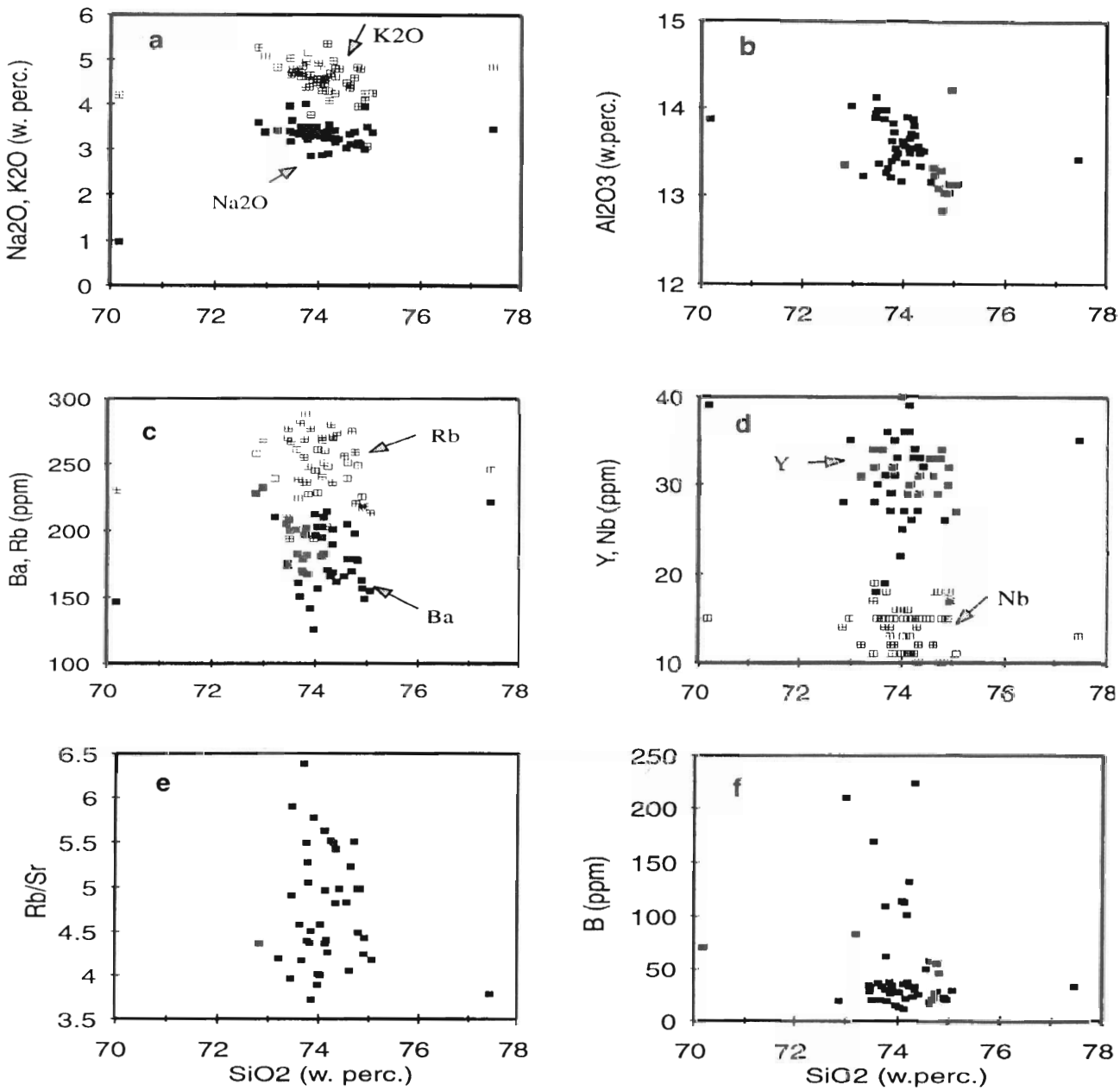
	KS-1							KS-1			7810/1
	N	Med	Vk	Lk	Uk	Min	Max	8419/1F	8419/1J	8419/1M	
SiO_2	48	74,10	0,81	73,76	74,36	70,17	77,43	74,95	73,66	73,96	73,49
Al_2O_3	48	13,50	0,08	13,30	13,69	12,84	14,12	14,22	13,97	13,16	13,97
TiO_2	48	0,18	-0,01	0,16	1,19	0,12	0,21	0,18	0,20	0,20	0,22
Fe_2O_3	48	1,62	0,09	1,51	1,75	0,33	1,94	0,43	0,25	0,35	0,25
FeO	48	1,21	0,03	1,04	1,28	0,71	1,43	1,10	1,26	1,45	1,08
CaO	48	0,89	0,10	0,79	0,96	0,57	2,89	0,99	0,84	1,12	0,84
MgO	48	0,26	0,03	0,24	0,32	0,18	1,23	0,30	0,40	0,30	0,41
MnO	48	0,043	-0,001	0,039	0,052	0,02	0,063	0,033	0,031	0,037	0,009
K_2O	48	4,60	0,12	4,38	4,83	3,76	5,35	3,06	4,62	4,48	4,70
Na_2O	48	3,33	0,17	3,19	3,41	0,97	4,01	3,50	3,34	3,50	3,64
P_2O_5	48	0,12	-0,001	0,11	0,12	0,11	0,15	0,19	0,18	0,15	0,17
H_2O^+	48	0,66	0,11	0,41	0,81	0,08	1,75	0,11	0,09	0,06	0,20
H_2O^-	48	0,16	0,01	0,14	0,20	0,01	0,74	0,03	0,03	0,01	0,02
F	46	0,12	-0,001	0,09	0,13	0,07	0,17	0,024	0,030	0,011	0,022
SO_3	-	-	-	-	-	-	-	0,12	0,11	0,07	0,07
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	0,30	0,50	0,44	0,50

b

	KS-1							KS-1			7810/1
	N	Med	Vk	Lk	Uk	Min	Max	8419/1F	8419/1J	8419/1M	
As	48	13,5	76	9	19	2,5	44	**11,0**	**30,0**	**19,0**	**51,0**
B	48	33	2371	25,5	57	11	224	20	20	15	20
Ba	46	181,5	482	169	202	142	232	*149*	*161*	*126*	*208*
Be	46	6	2,7	5	7	2	10	8	7	7	8
Bi	-	-	-	-	-	-	-	1	1	1	1
Co	-	-	-	-	-	-	-	**1,9**	**2,0**	**2,5**	**2,3**
Cr	46	27	31,6	25	30	18	42	**31**	**27**	**27**	**32**
Cs	-	-	-	-	-	-	-	**11,3**	**12,8**	**17,7**	**7,6**
Cu	48	5	58,9	3,8	10	2,5	41	-4,00	-4,00	-4,00	-4,00
Ga	-	-	-	-	-	-	-	*10*	*10*	*10*	*20*
Hf	-	-	-	-	-	-	-	**4,80**	**4,20**	**4,60**	**4,70**
La	46	40	87,2	35	44	4	60	*16*	*16*	*25*	*17*
Li	-	-	-	-	-	-	-	35	26	44	24
Mo	48	2	0,7	2	2	1	7	*-5,00*	*-5,00*	*-5,00*	*-5,00*
Ni	-	-	-	-	-	-	-	10	26	11	12
Nb	46	14,5	5,8	12	15	10	19				
Pb	46	27	48,9	22	32	7	39				
Rb	46	251	440	236	269	203	288	*218*	*224*	*194*	*194*
Sc	-	-	-	-	-	-	-	**5,57**	**7,18**	**6,98**	**11,01**
Sn	48	11	2,1	11	12	8	15	*10*	*11*	*8*	*11*
Sr	46	54	40,1	50	57	30	65	*40*	*160*	*120*	*40*
U	-	-	-	-	-	-	-	**7,80**	**12,70**	**7,60**	**5,40**
Ta	-	-	-	-	-	-	-	**1,70**	**2,00**	**1,80**	**3,20**
Th	-	-	-	-	-	-	-	**10,10**	**9,70**	**13,50**	**9,00**
V	-	-	-	-	-	-	-	*10*	*10*	*15*	*15*
W	48	6,25	253	2,5	13	2,5	83	*10*	*5*	*10*	*5*
Y	46	31,5	12,8	29	34	25	40	*17*	*19*	22	*18*
Zn	48	35	75	29,5	41	12	54	9	27	45	24
Zr	-	-	-	-	-	-	-	60	69	80	70
La	-	-	-	-	-	-	-	**23,50**	**27,60**	**30,50**	**29,20**
Ce	-	-	-	-	-	-	-	**38,70**	**29,40**	**61,40**	**20,40**
Sm	-	-	-	-	-	-	-	**5,34**	**6,18**	**6,84**	**8,54**
Eu	-	-	-	-	-	-	-	**0,40**	**0,54**	**0,40**	**0,57**
Nd	-	-	-	-	-	-	-	**24,00**	**-**	**31,00**	**-**
Tb	-	-	-	-	-	-	-	**0,70**	**0,60**	**-0,40**	**0,20**
Yb	-	-	-	-	-	-	-	**2,10**	**-**	**3,30**	**-**
Lu	-	-	-	-	-	-	-	**0,31**	**0,30**	**0,39**	**0,14**

a - makroprvky (v hmot. %).- analyzované v GP Ostrava, laboratóriá v Brne. *Vysvetlivky*: N = počet analyzovaných vzoriek, Med = priemerná (mediánová hodnota). Vk = variačný koeficient, Lk = dolný kvartil, Uk = horný kvartil. Znamienko (-) označuje hodnoty pod touto hranicou. b - stopové prvky (v ppm) stanovené v: tučné písmo - metódou INAA v laboratóriu Geoindustrie Černošice, kurzíva - laboratórium bývalého GP Turčianske Teplice, normálny typ písma - laboratórium bývalého GP Spišská Nová Ves

a - macroelements (in wt.%) - analysed in Geol. Survey Ostrava - lab. Brno. *Explanation:* N = number of analysed samples, Med = mean (median value), Vk = variation coefficient, Lk = lower quartile, Uk = upper quartile. Quotation marks (-) mean values below this limit. b - trace elements (in ppm). bold- INAA method Geoindustria laboratory, Černošice, italic - Geol. Prieskum laboratory, Turčianske Teplice, normal font - Geol. Prieskum laboratory, Spišská Nová Ves

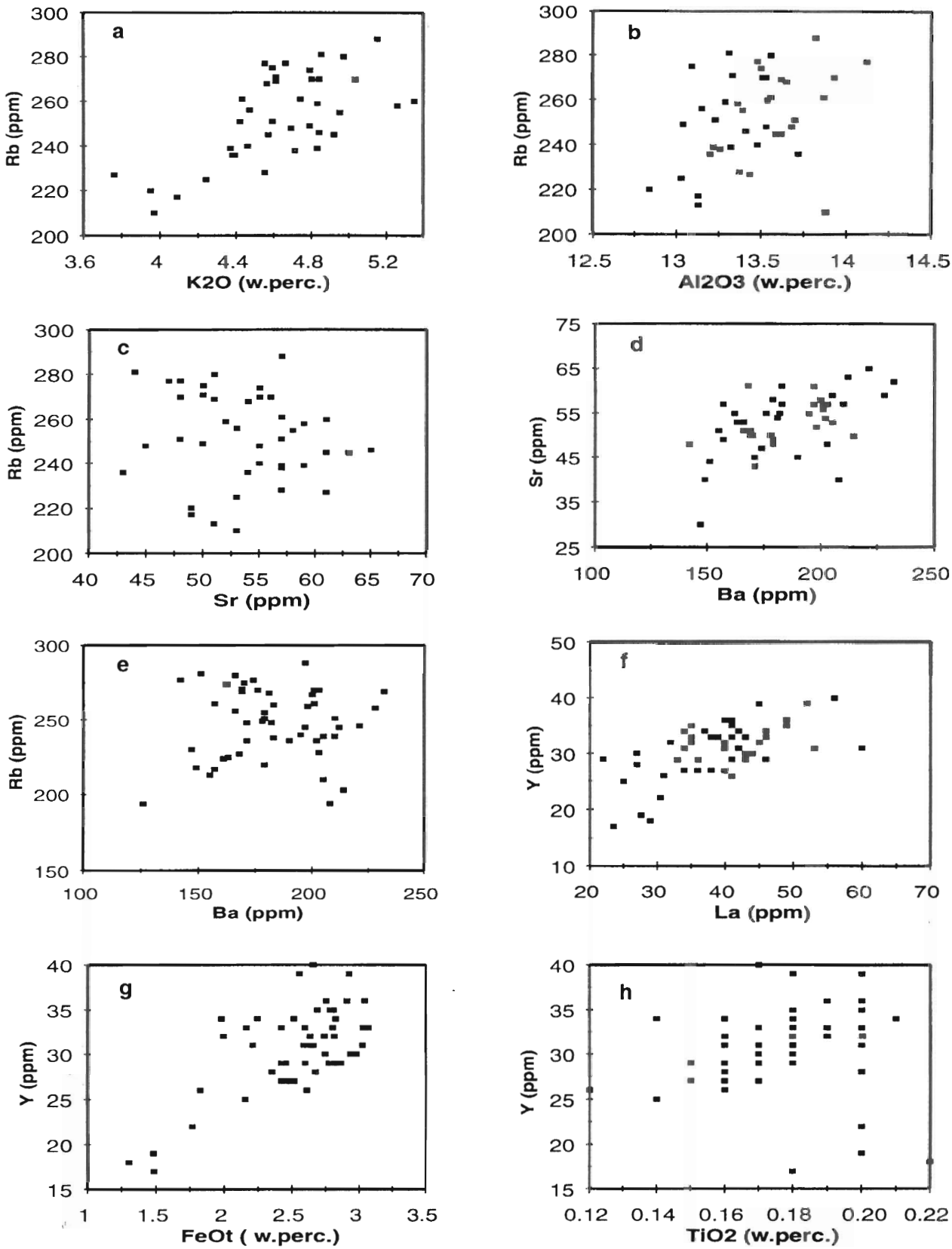


Obr. 5. Harkerovské diagramy prvkov a oxidov.
Fig. 5. Harker's diagrams for elements and oxides.

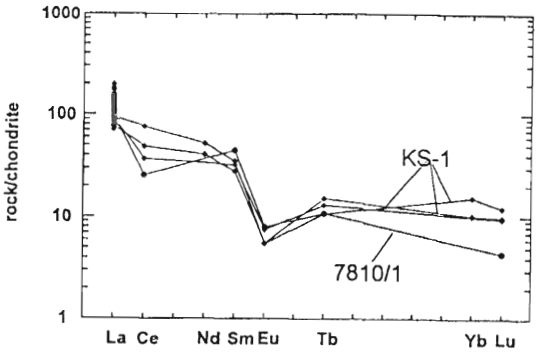
granitoidov až granitoidov vulkanických oblúkov a vnútroplatňových granitoidov, čo je podľa Whalena et al. (1987) typická geochemická charakteristika granitoidov spätá s postorogénnym režimom. Všetky diagramy prezrádzajú dobrú zhodu geochemických charakteristík s granitoidmi spojenými s neskoroorogénnymi až postorogénnymi režimami a podopierajú náhľad o mladšom veku skúmaných granitoidov. Aj keď diskriminačné diagramy môžu byť zaťažené efektom dedenia geochemických charakteristík (napr. môžu odrážať geotektonické postavenie starších magmatitov, z ktorých sa tavením derivovali mladšie granitoidy) alebo mixingu a kontaminácie, pri takto silne diferencovaných granitoch je zotretie takýchto efektov pravdepodobné.

Akcesorické minerály

Akcesorické minerály sme skúmali v jednej vzorke z vrtu KS-1 a jednej z oblasti doliny Poľovné na SZ od obce Zlatno.

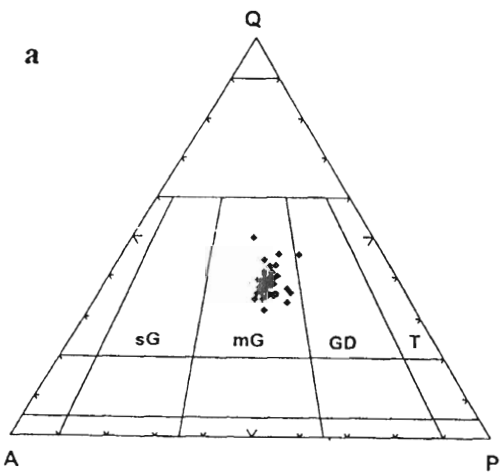


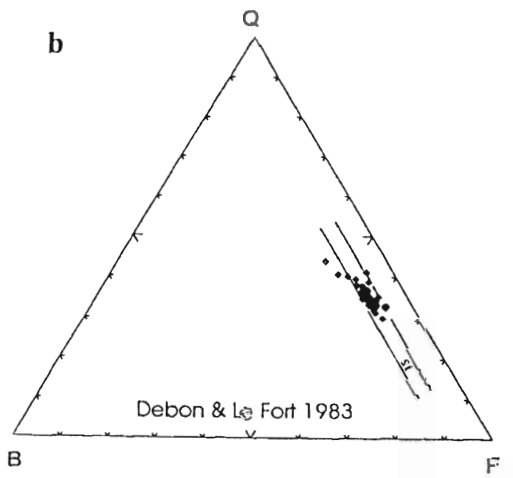
Obr. 6. Vybrané vzťahy prvkov a oxidov z granitu.
Fig. 6. Selected relationships between elements and oxides in granites.

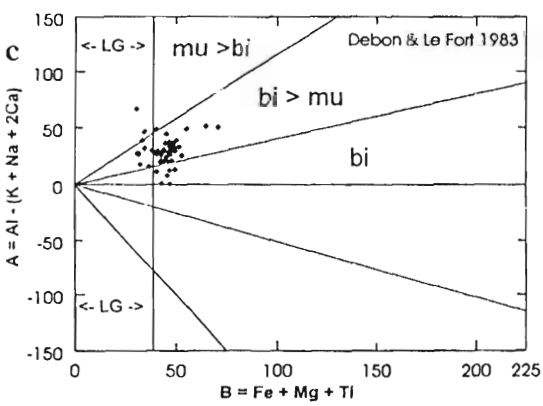


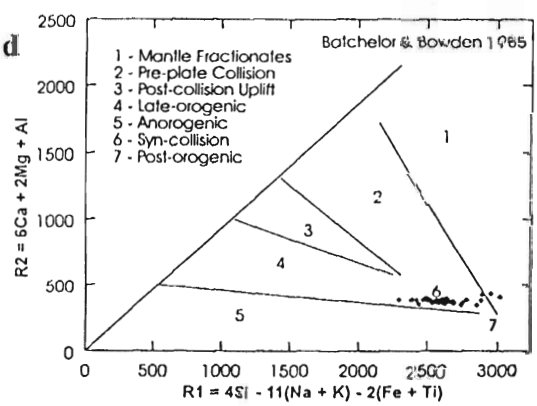
◀ Obr. 7. Chondriticky normalizované krivky vzácnych zemín (normalizované podľa Boyntona in Henderson, 1984). Štvorce - analýzy z vrtu KS-1, krúžok - vzorka 7810/1.

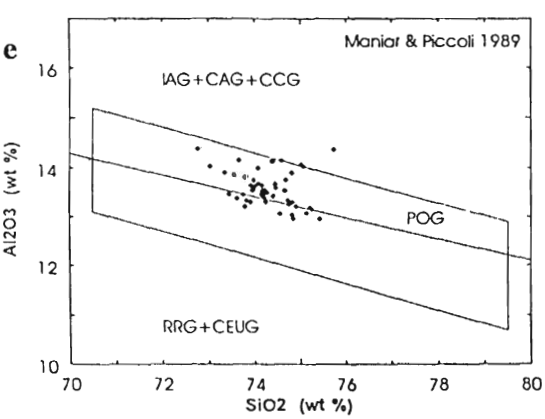
Fig. 7. Chondritic normalised curves for REE (normalised after Boynton in Henderson, 1984). Squares - analyses from borehole KS-1, circle - sample 7810/1.

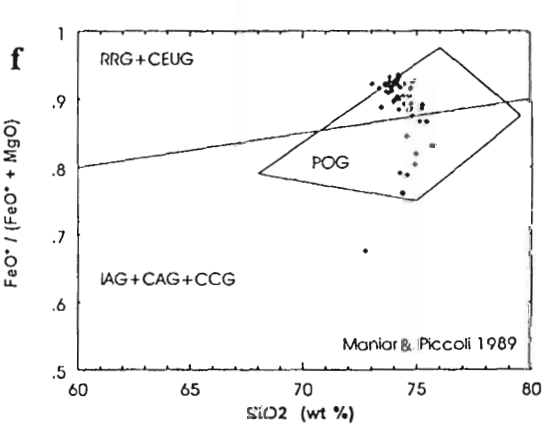


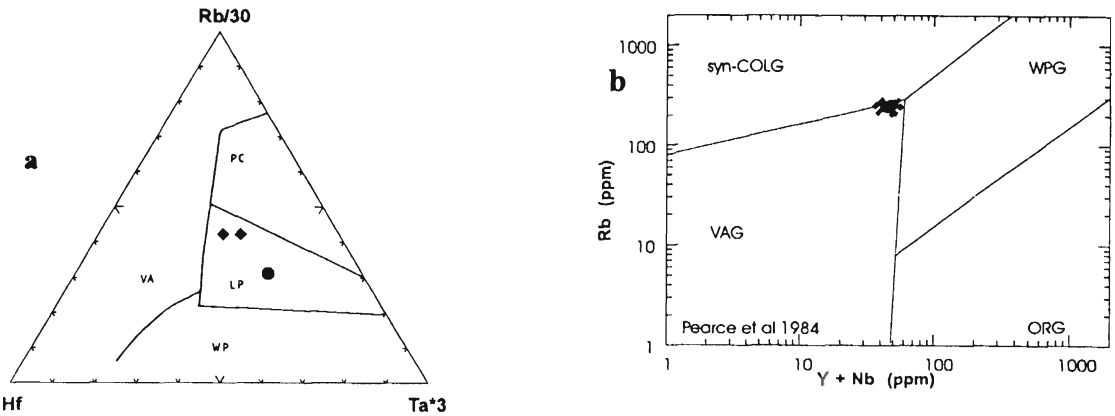






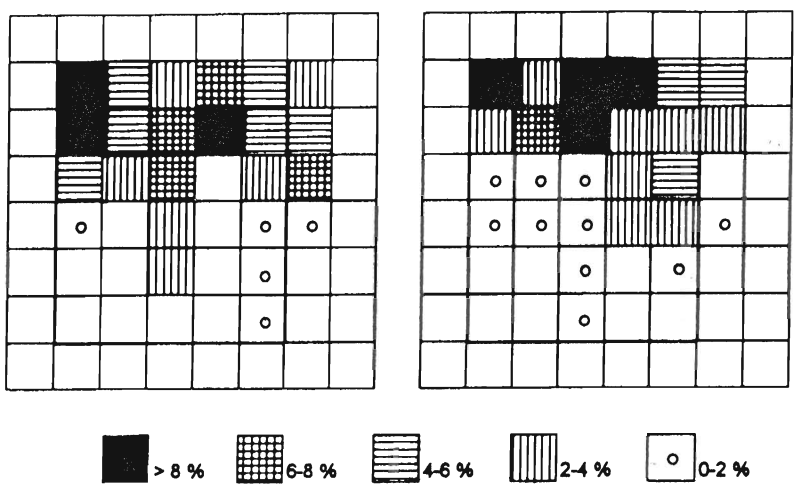






Obr. 9. Diskriminačné diagramy založené na stopových prvkoch: a - Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986). *Vysvetlivky:*VA - granitoidy vulkanických oblúkov, WP - vnútroplatňové granitoidy, LP - neskoroorogénne-postorogénne alkalicko-vápenaté granitoidy, PC - peraluminózne kontinentálne kolízne granitoidy (leukogranity); b - Y+Nb - Y (Pearce et al., 1984). *Vysvetlivky*: syn-COLG - synkolízne granitoidy, VAG - granitoidy vulkanických oblúkov, WPG - vnútroplatňové granitoidy, ORG - granitoidy oceánskych chrbtov. Štvorce - analýzy z vrtu KS-1, krúžok - vzorka 7810/1.

Fig 9. Discrimination diagrams based on trace elements: a - Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986). *Explanations*: VA - volcanic arc granitoids, WP - intra-plate granitoids, LP - late-postorogenic calc-alkaline granitoids, PC - peraluminous continental collisional granitoids (leucogranites); b - Y+Nb - Y (Pearce et al., 1984). *Explanations*: syn-COLG - syncollisional granitoids, VAG - volcanic arc granitoids, WPG - intra-plate granitoids, ORG - mid-oceanic ridge granitoids. Squares - analyses from borehole KS-1, circle - sample 7810/1.



Obr. 10. Matrica morfologických typov zirkónu.
Fig. 10. Matrix of morphologic types of zircon.

Obr. 8. Klasifikačné a diskriminačné diagramy založené na makroprvkoch: a - klasifikačný diagram Q-A-P (Le Maitre, 1989; Q - kremeň, A - K živce, P - plagioklasy), pole 3b - monzogranity, 4 - granodiority; b - milikatiónový diagram Q-B-F (Debon a Le Fort, 1983; Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3), B=Fe+Mg+Ti, F=555-(Q+B) ; sl = subleukokratné magmatické asociácie); c - milikatiónový diagram A-B (Debon a Le Fort, 1983; LG - leukogranity, I - pole muskovitu alebo muskovit > biotit, II - pole biotit > muskovit, III - pole biotitu, I-III - peraluminózna doména, IV-VI - metaluminózna doména); d - multikatiónový diagram R1-R2 (Batchelor a Bowden, 1985); e-f - diskriminačné diagramy SiO_2-Al_2O_3 a FeO*/(FeO+MgO) (Maniar a Piccolli, 1989). *Vysvetlivky*: anorogénne granitoidy spojené s riftami (RRG) a epeirogenickým výzdvihom (CEUG), postorogénne granitoidy (POG), granitoidy ostrovných oblúkov (IAG), granitoidy kontinentálnych oblúkov (CAG), kontinentálne kolízne granitoidy (CCG). Štvorce - analýzy z vrtu KS-1, krúžok - vzorka 7810/1.

Fig. 8. Classification and discrimination diagrams based on macroelements: a - classification diagram Q-A-P (Le Maitre, 1989; Q - quartz, A - alkali feldspar, P - plagioclase), field 3b - monzogranites, 4 - granodiorites; b - milication diagram Q-B-F (Debon-Le Fort, 1983; Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3), B=Fe+Mg+Ti, F=555-(Q+B) ; sl = subleucocratic magmatic associations); c - milication diagram A-B (Debon-Le Fort, 1983; LG - leucogranites, I - field of muscovite, or muscovite > biotite, II - field of biotite > muscovite, III - field of biotite, I-III - peraluminous domain, VI - metaluminous domain); d - multication diagram R1-R2 (Batchelor-Bowden, 1985); e-f - discrimination diagrams SiO_2-Al_2O_3 and FeO*/(FeO+MgO) (Maniar-Piccolli, 1989). *Explanations*: anorogenic granitoids associated with rifts (RRG) and epeirogenetic uplift (CEUG), postorogenic granitoids (POG), island arc granitoids (IAG), continental arc granitoids (CAG), continental collisional granitoids (CCG). Squares - analyses from borehole KS-1, circle - sample 7810/1

Tab 7
Obsah akcesorických minerálov v g/t
Contents of accessory minerals in g/t

Sample	Garnet	Zirc.	Apatite	Titanite	Epidote	Ilm.	Anat.	Goethite	Pyrite	Turm.	Chalk.	Asp.
7810/1	239	3.7	26		9.5		y	4.93	9.4	149.8		
KS-1	1303	3.4	11	x	136.6	x			2.9	27.8	y	y

x - do 10 zŕn, y - do 100 zŕn, ilm - ilmenit, anat. - anatas, turm. - turmalín, chalk. - chalkopyrit, asp. - arzenopyrit
x - up to 10 grains, y - up to 100 grains, ilm - ilmenite, anat. - anatase, turm. - tourmaline, chalk. - chalcopyrite, asp.- arsenopyrite

Z tab. 7 je zrejmé, že dominantným akcesorickým minerálom je granát (typický minerál peraluminóznych granitoidov), ktorý zahŕňa jednak starší spessartínovo-almandínový granát, ako aj mladší, almandínovo-grossulárový granát s obsahom spessartínovej zložky. Pomerne vysoký je obsah čierneho turmalínu (do 150 g/t). Akcesoricky vysoký obsah turmalínu odlišuje skúmané granitoidy od ostatných granitoidov veporika. Prítomné sú aj minerály hydrotermálneho alebo aj metasomatického štádia, a to pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit a goethit. Prítomnosť scheelitu, ktorý je v rozptýlenej forme pomerne bežný vo vrte KS-1 (Molák a Hraško, 1990), sme osobitne neskúmali.

Z primárnych Fe-Ti oxidov sa zistil len ilmenit, čo indikuje redukčnejšie prostredie pri kryštalizácii magmy. Prítomnosť titanitu bola pravdepodobne spätá s postmagmatickým režimom a tvorbou biotitu druhej generácie. Vo výbrusovom materiále sme spozorovali odmiešaniny titanitu v interstíciách glomeroblastov biotitov 2. generácie, ktoré pseudomorfujú biotity 1. generácie. Okrem titanitu sme v ťažkej frakcii nezistili nijaké iné akcesorické minerály, ktoré môžu byť nositeľmi ľahkých vzácnych zemín, ale vo výbrusoch sme veľmi ojedinele nachádzali monazit uzatvorený v biotite$_1$. Časté sú útvary v biotitoch$_1$, v centre tvorené zhlukmi submikroskopických jedincov apatitu lemované allanitom s vonkajším epidotovým lemom (foto 5). Takéto útvary opísal Broska (1996) a na príklade metagranitu Granatspitsu (východné Alpy) a mauthausenského granitu (juhočeský batolit) dokázal, že sú výsledkom premeny monazitu alebo pri metamorfóze, alebo pri subsolidovej alterácii. Predpokladáme teda, že primárnym nositeľom ľahkých vzácnych zemín v granitoch bol monazit.

Zirkón

Morfologické vlastnosti zirkónu sa hodnotili z hľadiska Pupinovej a Turcovej (1972) a Pupinovej (1980) klasifikácie. Výsledky z dvoch vzoriek sú zobrazené v matrici Pupina (1980). Z obr. 10 je zrejmé, že morfologické zirkónové typy tvoria dve (až tri) skupiny kryštalizu-júce v geochemicky odlišnom prostredí. Jednou sú zirkóny kryštalizujúce v menej alkalickom prostredí (L_1,L_2,S_1 a S_2) a sú typické pre granity anatektického pôvodu, druhou sú zirkóny kryštalizujúce v alkalickom prostredí (L_5,S_5,G_1,P_1,P_2 a P_3), ktoré sú skôr typické pre granitoidy typu A. Pri použití Pupinovej (1980) klasifikácie možno predpokladať vyššiu teplotu počiatočnej kryštalizácie (typ S_{25}, S_{20}, S_{18}, S_{15} a P_3), ale masívnejšia kryštalizácia zirkónu prebehla pri nižšej teplote (hlavne pri type S_1-S_5, L_1-L_5, P_1 a G). Podobnú morfologickú heterogenitu zistila Jakabská a Rozložník (1989) v zirkónoch z popročského granitu, kde sa na jednej strane vyskytujú typy S (centrum S_8), na druhej morfológia alkalického prostredia (G_1, P_1 a P_2). Keďže zirkóny z alkalického prostredia nie sú mladšie (nereprezentujú lem dorastania v záverečných fázach kryštalizácie zirkónu), predpokladáme, že sú dokladom o kryštalizácii v prostredí s fyzikálnochemickými parametrami typickými pre generovanie litológií typu A. Nasledujúce zvýšenie obsahu vody v magme bolo zrejme príčinou kryštalizácie zirkónov typických pre prostredie typu S.

Zirkón - geochémia

Hoci chemické analýzy neposkytujú bodové, ale iba priemerné zloženie zrna, ukazujú na pomerne značný roz-

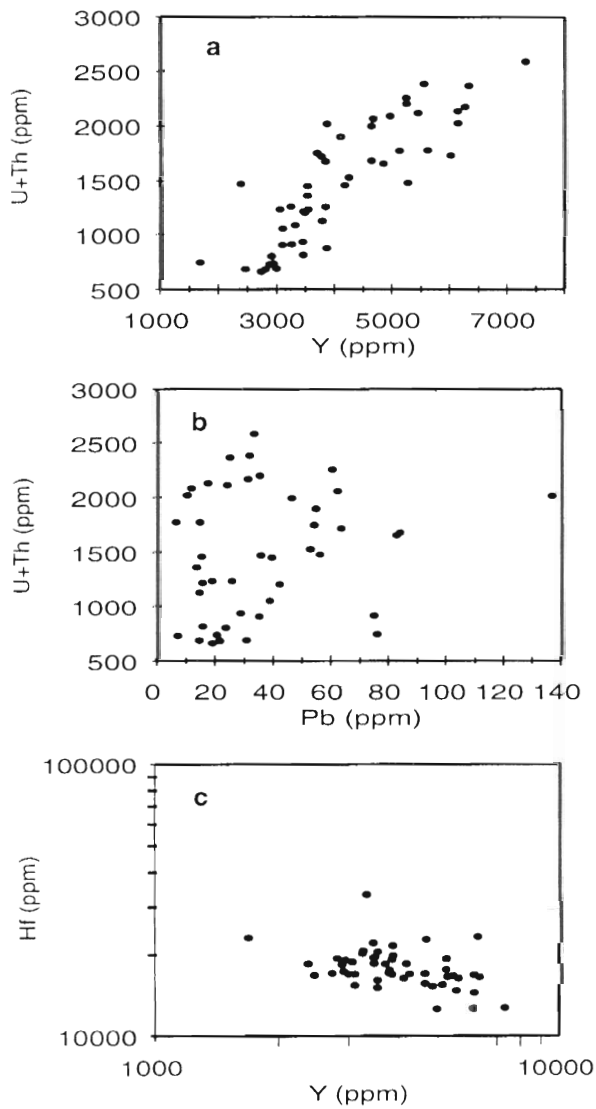
Tab. 8
Štatistické parametre zloženia meraných zirkónov v ppm
Statistic parameters for composition of measured zircons (in ppm)

(ppm)	Fe	Y	Hf	Pb	Th	U
X	3981,4	4135,8	17724,8	36,9	288,0	1210,2
Med	3390,9	3780,1	17138,0	31,0	265,0	1168,1
Sd	2738,8	1267,7	2443,1	26,1	134,1	483,2
Min	749,2	1692,0	12594,9	6,6	36,1	394,9
Max	12225,1	7321,9	23333,3	137,0	638,7	2041,5

X - aritmetický priemer, Med - medián, Sd - štandardná odchýlka
X - arithmetic mean, Med - median, Sd - standard deviation

Tab. 9
Korelačné koeficienty stopových prvkov v zirkónoch
Correlation coefficients for trace elements in zircons

	Fe	Y	Hf	Pb	Th	U	K
Fe	1						
Y	-0,20	1					
Hf	-0,31	-0,38	1				
Pb	-0,02	-0,05	0,26	1			
Th	0,01	0,60	-0,23	0,46	1		
U	-0,21	0,86	-0,30	0,10	0,57	1	
K	0,07	-0,45	0,41	0,78	0,03	-0,41	1



Obr. 11. Diagramy vzťahu prvkov v zirkónoch.
Fig. 11. Diagrams showing relations among elements in zircons.

ptyl obsahu prvkov. Táto metodika má oproti mikrosondovej analýze výhodu najmä pri stanovovaní nízkej koncentrácie stopových prvkov (v ppm), napr. pri Pb a U.

Základné štatistické parametre obsahu prvkov sú v tab. 8. Tab. 9 obsahuje korelačné koeficienty obsahu prvkov v zirkónoch. Z nej je zrejmá vysoká pozitívna korelácia medzi Y a rádioaktívnymi elementmi (U, Th) a naopak negatívna korelácia medzi Y a Hf (aj K). U a Th korelujú navzájom. Pozitívna je aj korelácia medzi Pb a Th (nevýrazná s U), čo môže indikovať, že časť Pb v zirkónoch pochádza z rádioaktívneho rozpadu. Celkovo je priemerný obsah Pb v skúmaných zirkónoch v porovnaní so zirkónmi ostatných granitoidov južného veporika (nepublikované údaje) pri porovnateľnom obsahu U a Th polovičný. Detailnejšie sú vzťahy medzi prvkami viditeľné na diagrame obr. 11a - c. Na diagrame U+Th vs Pb vidieť tri skupiny zirkónov: 1. s vysokým obsahom Pb (okolo 80 ppm a viac) a s nižším priemerným obsahom U+Th, 2. s lineárnym vzťahom zvyšovania obsahu Pb s rastom U+Th a 3. s vysokým obsahom U+Th (nad 1750 ppm) a s nízkym Pb (do 40 ppm). Heterogenitu zirkónových populácií indikujú aj frekvenčné histogramy obsahu prvkov v zirkónoch (obr. 12a - f), kde sa hlavne pri U, Y, Hf a Fe prejavuje bimodalita až trimodalita rozdelenia.

Na obr. 13a sú polia zloženia zirkónov z rozličných magmatických suit podľa Pupina (1992). Väčšia časť analýz je v dobrej zhode s poľom neskoromagmatických zirkónov granitov anatektického pôvodu, ale v časti sa prekrýva s poľami alkalicko-vápenatých a alkalických subsolvných granitov.

V porovnaní so štyrmi analýzami zirkónu z hrončockého granitu Petríka et al. (1995), kde je obsah Y_2O_3 = 1,56 - 2,68 % a klesá k okraju zŕn a obsah HfO_2 = 1,4 - 1,8 %, sú skúmané vzorky zirkónu chudobnejšie na Y, ale bohatšie na Hf. Možno predpokladať, že tento rozdiel spôsobuje najmä vyšší obsah fluíd a nižšia teplota v magme granitov z klenoveckého komplexu.

Na obr. 13b je distribúcia U a Th v skúmaných zirkónoch. Prevaha U nad Th je zrejmá. Najlepšia zhoda je opäť s poľom anatektických granitoidov, hoci sa tu prekrýva viac typov. Obsah ThO_2 v štyroch analýzach zirkónov z hrončockého granitu (Petrík et al., 1995) sa pohybuje od 0,27 do 0,44 %. Za predpokladu nižšieho obsahu UO_2 by táto hodnota korešpondovala s poľom alkalických hypersolvných granitov. Obsah U (priemerne približne 1200 ppm) je v skúmaných zirkónoch podstatne vyšší ako v zirkónoch z ostatných granitoidov veporika. Chovan a Kráľ (1979) uvádzajú priemerný obsah U v zirkónoch 300 ppm (v centrách zirkónov priemerne 152 ppm, v okrajových častiach 504 ppm), čo poukazuje na významný vplyv U v magme pri kryštalizácii zirkónov.

Diskusia

Problematika postorogénnych a anorogénnych magiem typu A

Skúmané granity majú mnohé charakteristiky ako granity typu A, resp. prechodné vlastnosti typu A/S. Termín typ A sa však nechápe jednoznačne a často zahŕňa granity od neskoroorogénnych štádií cez postorogénne až po anorogénne tektonické pozície a zaraďujú sa doň miestami aj frakcionované typy I/S. Pokusov vyčleniť podľa geochemických kritérií granitoidy typu A bolo viac. V diagrame Pearcea et al. (1984) zodpovedajú typy A vnútroplatňovým granitom, pričom sa osobitne vyčleňuje pole geochemicky prechodných, neskorokolíznych až postkolíznych granitoidov. Collins et al. (1982) navrhli ako diskriminačný parameter pomer Ga/Al, ktorý je v type A vyšší. Tento parameter potom použil Whalen et al. (1987) na diskrimináciu typov A a frakcionovaných typov I/S. Aj Sylvester (1989), Maniar a Piccolli (1989) na základe geochemických parametrov odčlenili anorogénne granity od postorogénnych, ale Rogers a Greenberg (1990) pokladajú postorogénne granitoidy len za podtyp granitoidov typu A.

Naposledy Eby (1992) pri použití pomeru Rb/Nb, Sc/Nb, Y/Nb, Ce/Nb, Yb/Ta, Nb, Y, Ce a Ga vyčlenil dva geochemické podtypy: A_1, ktorý reprezentuje diferenciáty magmy typu bazaltov oceánskych ostrovov vystupujúcich v kontinentálnych riftoch počas intraplatňového magmatizmu, a A_2, ktorý reprezentuje magmu derivovanú z kontinentálnej kôry (s ním korešpondujú aj granity, ktoré skúmame).

Od prvého použitia termínu granitoid typu A (Loiselle a Wones, 1979) prebehla bohatá diskusia najmä o tom, či tento typ možno pokladať za osobitnú skupinu a aké sú kritériá na jeho odlíšenie. Spomenutí autori tento termín použili na zdôraznenie anorogénneho tektonického postavenia relatívne alkalického zloženia, ako aj suchého charakteru magmy.

Suity typu A majú tieto dôležité znaky (Clemens et al., 1986): podľa klasifikácie Streckeisena sú zložením pravými granitmi; vystupujú v anorogenických tektonických pozíciách v tenzných režimoch, kde časovo intrudujú po starších typoch (I/S) granitoidov; často tvoria formy malých subvulkanických plutónov; granity a ryolity typu A sú typicky metaluminózne. Anorogénneho charakteru sú aj mnohé peraluminózne granity.

Peraluminózne a peralkalické granity anorogénnej povahy ukazujú extrémne hodnoty stopových prvkov (napr. nízky obsah Sr); pomer Fe/(Fe+Mg) je vždy vysoký a horniny obsahujú silikáty (annit a fayalit) bohaté na Fe; v porovnaní s typmi I s podobným obsahom SiO_2 majú vysoký obsah Zr, Nb, Y, REE a Zn, pomer Ga/Al, ale nízky obsah Ni a Cr. Sú objemovo nevznamné,alesú s nimi späté dôležité rudné akumulácie Mo, W, Sn, Nb, Ta, REE, Be a Li.

Názory na zdroj a generovanie magmy typu A sa značne rozchádzajú a zároveň poukazujú na viac možných spôsobov jej vzniku: 1. Loiselle a Wones (1979), Turner et al. (1992) predpokladajú frakcionáciu z plášťa derivovaných alkalických magiem vedúcu k vzniku granitového rezídua. 2. Niektorí autori uvažujú o reakcii alkalickej magmy derivovanej z plášťa s kôrovými horninami za vzniku syenitovej magmy a jej frakcionáciu na granitovú magmu. 3. Eby (1979) predpokladá ako možnosť derivovania peralkalických granitových magiem model nemiešateľnosti tavenín, ktorý v obmedzenej miere býva pri bázických magmách. 4. Collins et al. (1982) uvažujú o vzniku reziduálnej magmy typu A frakcionáciou magmy typu I. 5. Bailey (1978) in Clemens et al. (1986) predpokladá vznik magmy typu A tavením v spodnej kôre pod vplyvom fluid derivovaných z plášťa. 6. O priamom vysokoteplotnom tavení zdroja ochudobneného o magmu typu I z predchádzajúcej taviacej epizódy uvažuje Collin et al. (1982). Clemens et al. (1986) predpokladajú tavenie takéhoto zdroja bezvodým tavením halogénmi obohatenej sľudy a amfibolov za účasti bazaltového (plášťového) tepelného inputu.

Možnosť derivovania skúmaných granitov z acidných až intermediárnych metamagmatitov

Miller (1985) na základe izotopických údajov a štúdia fázových rovnovážnych stavov dospel k záveru, že silne peraluminózne granity majú zdroj v pelitoch iba v menšej miere. Väčšina sa derivovala z nezrelých metasedimentárnych zdrojov (metadroby) a intermediárnych až felzických metamorfovaných magmatitov a iba časť má prekurzor v metaluminóznych mafických podkôrových alebo kôrových litológiách.

Harris a Inger (1992) modelovaním správania sa Rb, Sr a Ba v granitoch derivovaných z pelitického zdroja dospeli k náhľadu, že inkongruentné tavenie muskovitu v prítomnosti pary vedie k tvorbe taveniny s nízkym pomerom Rb/Sr a s vysokým pomerom Sr/Ba, kým zloženie s vysokým pomerom Rb/Sr a s nízkym pomerom Sr/Ba sa derivuje pri bezvodom tavení (podobné zloženie ako v granitoch, ktoré skúmame my). Dôvodom je nerovnaký rozsah tavenia plagioklasu pri bezvodom tavení (nižší) ako pri vodou nasýtených podmienkach (vyšší). Tavenie biotitu pritom poskytuje ešte vyšší obsah Rb ako tavenie muskovitu. Pri bezvodnom tavení sa pre zotrvávanie plagioklasu v rezíduu zväčšuje aj negatívna Eu anomália.

Pre genézu neskorokolíznych až postkolíznych peraluminóznych granitov hercýnskej sz. časti pyrenejského masívu navrhol Ortega a Gil Ibarguchi (1990) model recyklizácie predchádzajúcej zhrubnutej kôry prostredníctvom postkolíznej termálnej relaxácie bez spojitosti so subdukciou či vplyvom plášťovo derivovanej magmy. Ako zdroj sa navrhuje zmes granitovej ortoruly a metapelitu v pomere 3:1 a prípadná mierna frakčná kryštalizácia.

Experimentálne predpoklady

V poslednom čase sa objavujú názory na generovanie niektorých typov magmy s charakteristikami typu A priamym (10 - 30 %) tavením metamorfovaných tonalitov - granodioritov (Anderson, 1983; Creaser et al., 1991). Vo všetkých prípadoch sa za zdroj vody pokladá dehydratačné tavenie biotitu.

Experimenty (Skjerlie a Johnston, 1992) s tavením biotitických a amfibolických tonalitických ortorúl (Bi = 19,6 hm. %, Hb = 1,9 %, Pl_{An40} = 48,4 %, Qz = 30,1 %) ukazujú, že takýto zdroj môže produkovať magmu granitového zloženia bohatú na F s podstatnou prevahou K_2O nad Na_2O, vyššou sumou alkálií a s nízkym obsahom CaO prostredníctvom taviacej reakcie biotit + Ca z plagioklasu a/alebo amfibol + kremeň = ortopyroxén + granát + titanomagnetit + K živec (zložka v plagioklase) + tavenina.

Dehydratačné tavenie litológie biotit + plagioklas + kremeň biotitickej ruly (Vielzeuf a Montel, 1994; Patino Douce a Beard, 1995) ukázalo, že sa prednostne taví asociácia kremeň - biotit. Rýchlosť tavenia plagioklasu je podstatne nižšia, čo vedie k jeho zotrvaniu v rezíduu. Spôsobuje to tvorbu kyslej, na K_2O bohatej magmy s nízkym obsahom CaO.

Nedávne experimenty (Singh a Johannes, 1996a, b) ukazujú, že iniciálna teplota dehydratačného tavenia tonalitov je nižšia pri intermediárnych biotitoch ako pri biotitoch bohatých na Fe alebo Mg. Pri zložení Bi_{Ann50} + Pl_{An45} + Qz a tlaku 8 kbar sa tavenie začína už pri 690 °C. Takáto teplota je dosiahnuteľná v krustálnych podmienkach aj bez tepelného príspevku plášťového

zdroja, ale rozsiahlejšie tavenie prebieha až pri teplote nad 850 °C. Tonalitový zdroj produkuje taveninu granitového (v menšej miere granodioritového) zloženia s $K_2O > Na_2O$, $Na_2O + K_2O > CaO$, $FeO_t > MgO$ s normatívnym korundom reakciou $Bi_1 + Pl_1 + Qz = Bi_2 + Pl_2 + (Gr) + Cpx + Opx + (Kf)$ + tavenina. Model ukázal, že tonality môžu byť vhodným protolitom pre granitovú magmu zanechávajúcu v spodnej kôre reziduum pyroxenických granulitov.

Efekt dehydratačného (suchého) tavenia protolitu

Zvýšený obsah Y, ktorý je jedným zo znakov granitov typu A, je v prípade skúmaných granitov vysvetliteľný prítomnosťou akcesorických minerálov uzavretých v biotite. Pozitívna korelácia Y s La (obr. 6f), Fe (obr. 6g) a čiastočne aj s Ti (obr. 6h) umožňuje predpokladať, že distribúciu LREE a HREE tu nepriamo riadi biotit a v ňom uzavreté akcesórie. Takáto väzba REE znemožňuje ich použitie na petrogenetické modelovanie (Bea, 1996). Celkovo vyšší obsah Y, nízka prevaha LREE nad HREE je v súhlase s vyšším príspevkom biotitu (a v ňom obsiahnutých akcesórií) v taviacich reakciách.

Taviace reakcie prebiehajú rozličným spôsobom pri bezvodých podmienkach, keď vodu poskytujú len silikáty so skupinami OH^- (suché tavenie) a pri vodou nasýtených podmienkach. Stupeň tavenia, ako aj restitová mineralógia sú rozličné (napr. Harris a Inger, 1992). V prvom prípade je rozsah tavenia nižší a tavenie prebieha podľa zloženia zdroja po konzumáciu minerálu s nižším obsahom. Aby mohli prebehnúť ďalšie taviace reakcie, je nevyhnutné dodať externé teplo. Nízky stupeň tavenia môže viesť k vzniku taveniny odlišujúcej sa podstatne geochemicky a aj izotopicky od svojho zdroja.

Modelovanie parciálneho tavenia tonalitickej ortoruly

Ako sme už uviedli, predpokladáme, že zdrojom granitovej taveniny granitov klenoveckého typu boli metamorfované tonality (tonalitické ortoruly) vystupujúce v komplexe tzv. hybridných granitoidov a migmatitov a nesúce známky parciálneho tavenia.

Keďže stechiometria taviacej reakcie biotit + plagioklas + kremeň nie je známa, s použitím stopových prvkov (Rb, Ba, Sr) sme riešili otázku, či metatonalitový zdroj (vzorka 7920/1, tab. 10) môže poskytnúť taveninu s priemerným zložením, aké majú skúmané granity. Na obr. 14 sú výsledky modelovania parciálneho tavenia plagioklasu a biotitu. Krivky reprezentujú hodnoty s rovnakým pomerom C_l/C_o (2,06 pri Rb, 0,45 pri Ba, 0,203 pri Sr) daného prvku. Pomer C_l (hmotnostná koncentrácia prvku v tavenine = predpokladaný obsah prvku v tavenine pred frakčnou kryštalizáciou K živca) a C_o (hmotnostná koncentrácia prvku v zdroji - ortorule) sa počítal na dávkové tavenie (batch melting) s použitím okrajových hodnôt distribučných koeficientov (tab. 11) podľa Hendersona (1982) a Nasha a Crecrafta (1985).

Tab. 10
Geochemické, modálne a normatívne zloženie tonalitickej ortoruly, vzorka 7920/1 (predpokladaný zdroj)
Geochemical, modal and normative composition of tonalitic orthogneiss, sample 7920/1 (assumed source)

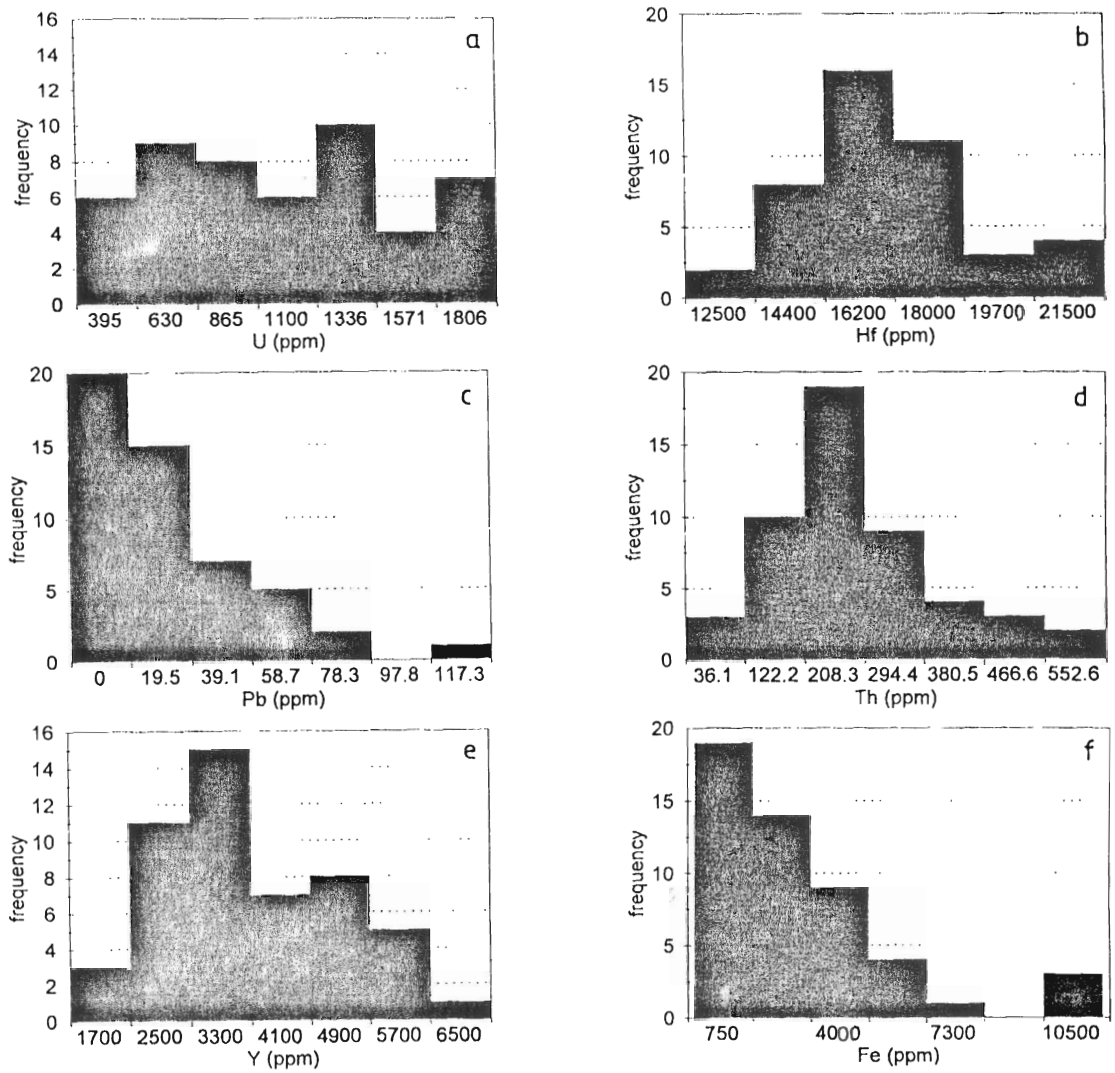
Sample	7920/1	Sample	7920/1
SiO_2	66,54	modal	
TiO_2	0,38	composition (%)	
Al_2O_3	16,61		
FeO	2,23	Q	25,4
Fe_2O_3	0,24	Pl	33,4
MgO	1,63	Bi	10,2
CaO	3,93	Hb	0,5
MnO	0,045	Mu	7,2
Na_2O	4,54	Ep	23,4
K_2O	1,80	Acc.	x
H_2O^+	0,42		
H_2O^-	0,01	mesonorm.	
SO_3	0,03	compos. (%)	
CO_2	1,14		
P_2O_5	0,17	Q	28,8
F	0,030	Ab	39,2
Cl	0,01	An	11,6
		Kf	4,0
Total	99,76	Bi	11,2
		C	3,0
ppm		Cc	2,6
B	<5	Mt	0,4
Ba	492	Ilm	0,4
Be	1,9	Ap	0,4
Ga	10		
La	23		
Li	14		
Rb	120		
Sn	<5		
Sr	320		
V	40		
Y	17		
Zn	42		
Zr	152		

Vysvetlivky: Q - kremeň, Pl - plagioklas, Ab - albit, An - anortit, Bi - biotit, Hb - hornblend, Mu - sekundárny muskovit, Ep - sekundárny epidot, Acc - akcesórie, C - normatívny korund, Cc - normatívny kalcit, Mt - normatívny magnetit, Ilm - normatívny ilmenit, Ap - normatívny apatit

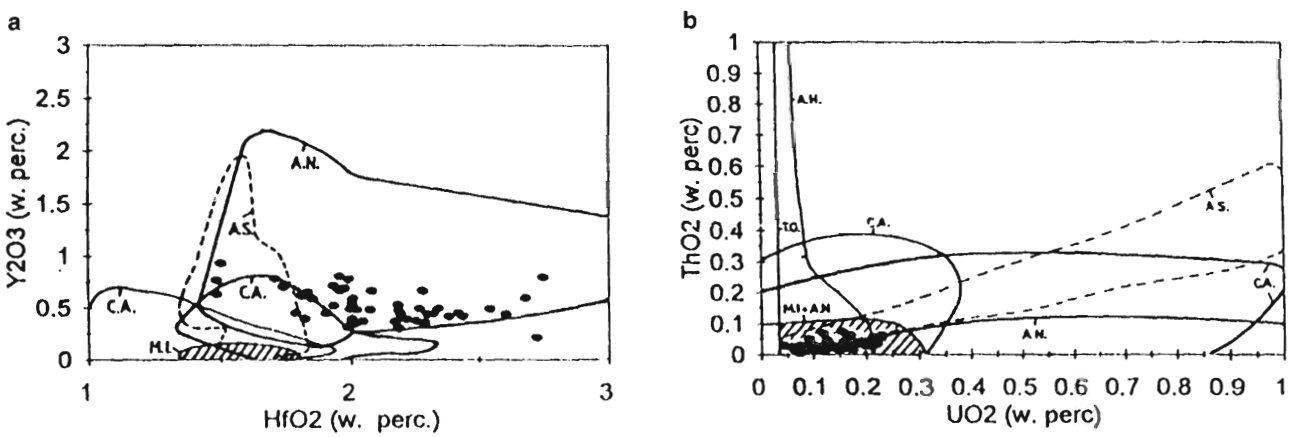
Explanations: Q - quartz, Pl - plagioclase, Ab - albite, An - anortite, Bi - biotite, Hb - hornblende, Mu - secondary muscovite, Ep - secondary epidote, Acc - accessory minerals, C - normative corrundum, Cc - normative calcite, Mt - normative magnetite, Ilm - normative ilmenite, Ap - normative apatite

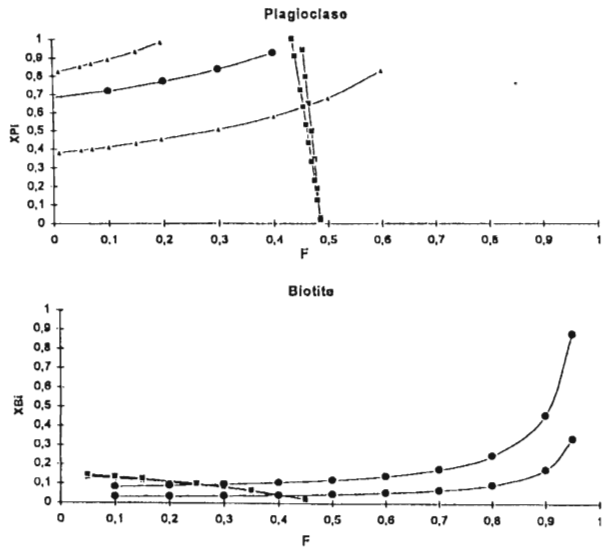
Tab. 11
Distribučné koeficienty použité pri petrogenetickom modelovaní (podľa Hendersona, 1982 a Nasha a Crecrafta, 1985)
Distribution coefficients used in petrogenetic modelling (after Henderson,1982 and Nash-Crecraft, 1985)

	Rb	Sr	Ba
Plagioklas	0.09	6	0.5
	0.06	13	3.3
Biotit	3.4	0.24	76
	3.2	0.52	29



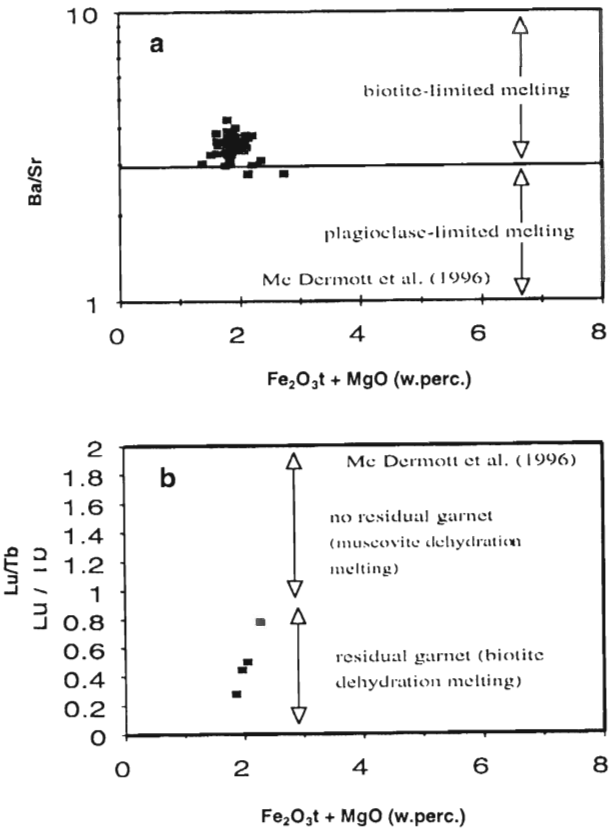
Obr. 12. Histogramy rozdelenia prvkov v zirkónoch.
Fig. 12. Histograms showing distribution of elements in zircons.





Obr. 14. Výsledky modelovania zloženia zdroja a restitu pri parciálnom dávkovom tavení plagioklasu a biotitu, ktoré produkovali taveninu skúmaných granitov. *Vysvetlivky*: F - hmotnostné podiely taveniny, XPl, XBi - hmotnostné podiely minerálov zostávajúcich v restite (plagioklas, biotit). Krúžky reprezentujú Ba pri C_l/C_o = 0,45 (pri plagioklase predstavujú minimálnu hodnotu), štvorce - Rb pri C_l/C_o = 2,06, troj uholníky - Sr pri C_l/C_o = 0,203. Rozdiel medzi krivkami vyplýva z použitia okrajových hodnôd distribučných koeficientov (Kd) podľa Hendersona (1982) a Nasha a Crecrafta (1985).

Fig. 14. Results of modelling of source and restite compositions in the course of batch melting of plagioclase and biotite. *Explanations*: F - weight ratio of the melt, XPl, XBi - weight ratio of the minerals retained in the restite (plagioclase, biotite). Circles represent Ba for the ratio C_l/C_o = 0.45 (for plagioclase they represent minimum value), squares - Rb for C_l/C_o = 2.06, triangles - Sr for C_l/C_o = 0.203. Differences between the curves come from using the marginal values for distribution coefficients (Kd) after Henderson (1982) and Nash-Crecraft (1985).



Obr. 15. a - Diagram $Fe_2O_{3(total)}$ +MgO vs Ba/Sr (polia podľa Mc Dermotta et al., 1996). *Vysvetlivky*: biotite-limited melting - zdroj s nízkym obsahom biotitu, plagioclase-limited melting - zdroj s nízkym obsahom plagioklasu (metapelit); b - diagram $Fe_2O_{3(total)}$ +MgO vs Lu/Tb (polia podľa Mc Dermotta et al., 1996) zdrojov, v ktorých taveninu poskytuje dehydratačné tavenie muskovitu alebo biotitu.

Fig. 15. a - diagram $Fe_2O_{3(total)}$ +MgO vs. Ba/Sr (fields after Mc Dermott et al., 1996). *Explanations*: biotite-limited melting - source with low content of biotite, plagioclase-limited melting - source with low content of plagioclase (metapelite), b - diagram $Fe_2O_{3(total)}$ +MgO vs. Lu/Tb (after Mc Dermott et al., 1996) for sources in which the melt was generated in a proces of dehydratational melting of muscovite or biotite.

Z obr. 14 je zrejmé, že sa tavenina granitov klenoveckého typu mohla derivovať zo zdroja s vyšším podielom plagioklasu (40 - 80 %) a s relatívne nízkym podielom biotitu (pod 15 %). Rozsah parciálneho tavenia zdroja pritom nemohol prekročiť 30 - 40 %. S postupujúcim tavením sa restit progresívne obohacoval o plagioklas a ochudobňoval o biotit.

Na obr. 15a sú polia vyčlenené Mc Dermottom et al. (1996) pre tavenie litológií s nízkym obsahom biotitu a s vyšším obsahom plagioklasu - drôb, alebo metatonalitov (biotite-limited melting) a litológií s nízkym obsahom plagioklasu - metapelitov (plagioclase-limited melting). Na obr. 15b sú polia dehydratačného tavenia biotitu a muskovitu, ktoré vzhľadom na neprítomnosť tvorby reziduálneho granátu produkuje taveninu s vyšším pomerom Lu/Tb. Je zrejmé, že zdroj magmy skúmaných granitov bol skôr v dehydratačnom tavení biotitu ako muskovitu.

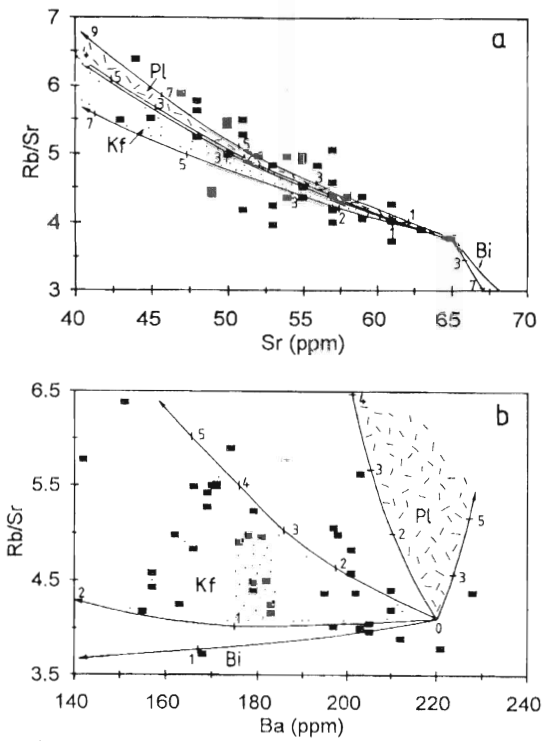
Efekt frakčnej kryštalizácie

Modelovanie rovnovážnej frakčnej kryštalizácie

Hoci obsah SiO_2 v skúmaných vzorkách varíruje iba málo, značná je variabilita niektorých stopových prv-

◀ Obr. 13. Diskriminačné diagramy zloženia zirkónu z rôznych genetických typov granitoidov (modifikované podľa Pupina, 1992). *Vysvetlivky*: tenké čiary - ranomagmatické fázy, hrubé čiary - neskoromagmatické fázy. MI - pole migmatitových leukosómov, AN - pole anatektických granitoidov, AS - pole alkalických subsolvných granitoidov, AH - pole alkalických hypersolvných granitoidov, CA - pole alkalicko-vápenatých a vápenato-alkalických granitoidov.

Fig. 13. Discrimination diagrams to show composition of zircons of various genetic types in granitoids (modified after Pupin, 1992). *Explanations*: thin lines - early-magmatic phases, thick lines - late-postmagmatic phases. MI - field of migmatite leucosomes, AN - field of anatectic granitoids, AS - field of alkali subsolvent granitoids, AH - field of alkali hypersolvent granitoids, CA - field of alkali-calcareous and calc-alkaline granitoids.



Obr. 16. a, b - grafické vyjadrenie frakčnej kryštalizácie pri K živci (Kf), plagioklase (Pl), biotite (Bi). Vektory reprezentujú frakcionačné trendy minerálov. Číselné hodnoty predstavujú hmotnostné frakcie frakcionujúcich minerálov. Plochy medzi vektormi vyplývajú z použitia okrajových distribučných koeficientov (Kd) podľa Hendersona (1982) a Nasha a Crecrafta (1985).

Fig. 16. a, b - diagram to show fractional crystallization for K-feldspar (Kf), plagioclase (Pl), biotite (Bi). Vectors represent fractional trends for minerals. Values represent weight fractions of crystallized minerals. Areas between vectors are due to used distribution coefficients (Kd) after Henderson (1982) or Nash-Crecraft (1985).

kov. Z obr. 16a, b je zrejmý pokles obsahu Sr a Ba s rastom pomeru Rb/Sr. Stopovoprvkové modelovanie rovnovážnej frakčnej kryštalizácie (s použitím rovnakých distribučných koeficientov ako pri parciálnom tavení) ukázalo, že je to výsledok 5 - 6 % frakčnej kryštalizácie K živca (pre K živec boli použité distribučné koeficienty Rb = 0,28; 1,8, Sr = 9,4; 7,3, Ba = 6,6; 24). Táto frakcionácia môže byť čiastočným príspevkom k negatívnej Eu anomálii.

Celková charakteristika skúmaných granitov a ich príbuznosť s niektorými granitmi Západných Karpát

Medzi najdôležitejšie geochemické charakteristiky, ktoré majú skúmané granity spoločné s granitmi gemerika (napr. Tauson et al., 1974), patrí najmä vyšší obsah Si, K, Rb, B, U, Be, Sn, W a Y (i F) a nízky obsah Ca a Sr, spoločná prítomnosť biotitov bohatých na Fe (Rub et al., 1977), prítomnosť dvoch sľúd, geochemická a morfologická podobnosť (heterogenita morfologických typov - zmiešané a populácie typické pre typy S aj typy A granitov) zirkónov (Jakabská a Rozložník, 1989). Tieto vlastnosti indikujú, že môžu mať podobný zdroj aj mechanizmus generovania magmy.

Geochemicky aj mineralogicky skúmané veporické granity sú podobné hrončockým (Petrík et al., 1995). Rozdiel je v tom, že hrončocké majú výlučne zirkónové populácie typické pre prostredie typu A. Prítomnosť hypersolvných živcov (Petrík, 1996) v hrončockom type (v jeho žilných derivátoch) indikuje vyššiu teplotu kryštalizácie.

Predpokladáme, že magma skúmaných granitov bola v počiatočných štádiách relatívne suchá a jej kryštalizácia viedla k nukleácii spessartínovo-almandínového granátu a k tvorbe zirkónov typických pre granitoidy typu A. Nasledujúce náhle zvýšenie obsahu vody v systéme viedlo ku kryštalizácii biotitov a zirkónov typických pre granitoidy typu S. Kryštalizácia prebiehala pri relatívne nízkej fugacite O za tvorby biotitu bohatého na Fe a akcesorickej minerálnej asociácie monazit - ilmenit.

Skúmané granity sú geochemicky a pravdepodobne aj vekovo príbuzné s granitmi gemerika (Cambel et al., 1990), pri ktorých sa predpokladá, že ich zdrojom boli geochemicky zrelé metasedimenty (metapelity). Generovanie geochemicky podobného hrončockého typu odvodzuje Petrík et al. (1995) z dehydratačného tavenia o restit obohatených zdrojových hornín v spodnej kôre. Primárny charakter relatívne suchej magmy s vyšším obsahom Si, K, Rb, B, U, Be, Sn, W a Y (i F) a s vysokým pomerom Rb/Sr však možno odvodiť aj z predtým jestvujúcich metamagmatitov. Takýmto zdrojom mohli byť telesá ortorúl so znakmi parciálneho tavenia, ktoré dnes vystupujú v hlbšie metamorfovanom hybridnom komplexe, tavené iba pri nízkom rozsahu tavenia.

Záver

Možno konštatovať, že v areáli výskytu klenoveckého komplexu vystupujú pre dvojsľudných (leuko-)granitov a granitových porfýrov s granátom. Geochemicky sa od ostatných granitoidov veporika (s výnimkou hrončockého granitu) výrazne odlišujú a majú mnohé spoločné charakteristiky s granitoidmi gemerika. Na základe takejto afinity predpokladáme ich permský vek. Podľa geochemických charakteristík ich možno zaradiť medzi postorogénne granity. Svedčí o tom aj ich pozícia v geologických štruktúrach, kde sa umiestňovali ako posledné.

Dvojsľudné granity vekovo zaraďujeme do osobitnej skupiny západokarpatských granitoidov, ktoré majú afinitu typu A - turčocké (Uher a Gregor, 1992), hrončocké (Broska et al., 1994; Petrík et al., 1995; Petrík, 1996), granitový materiál úpohlavských zlepencov bradlového pásma (Uher et al., 1994; Uher a Pushkarev, 1994) a granitu Velence (Uher a Broska, 1994). Je pozoruhodné, že najväčšiu afinitu majú ku granitoidom gemerika, ktoré sú aspoň vo väčšine prípadov permského veku (Kovách et al., 1986). Petrík et al. (1994) ich zaraďujú medzi typy s prechodnými charakteristikami typu A a S. Vysoký iniciálny pomer izotopov Sr podľa Cambela et al. (1990) svedčí o generovaní gemerických granitov z geochemicky

zrelého kôrového zdroja s vyšším pomerom Rb/Sr. Predpokladáme, že jedným zo zdrojov magmy skúmaných granitov mohli byť predtým jestvujúce kyslé magmatity a ich metamorfné deriváty. Modelovanie správania sa Rb, Sr a Ba pri parciálnom tavení ukázalo, že protolitom môžu byť ortoruly tonalitového zloženia. Magma typu klenoveckých granitov sa mohla derivovať z metatonalitového zdroja s relatívne nízkym stupňom parciálneho tavenia (do 30 - 40 % taveniny), pričom sa zdroj progresívne obohacoval o reziduálny plagioklas. Vodu poskytol len taviaci sa biotit, čo viedlo k tvorbe vodou nedosýtenej taveniny, relatívne vyššieteplotnej (kryštalizácia magmatického granátu a zirkónov typického skôr pre granity typu A), ktorá sa neskôr stala vodou nasýtená (kryštalizácia biotitu bohatého na Fe na úkor granátu, kryštalizácia muskovitu, kryštalizácia zirkónov typických pre prostredie bohatšie na vodu). Voda môže byť výsledkom frakčnej kryštalizácie.

Stopovoprvkové modelovanie poukázalo na 5-6-frakčnú kryštalizáciu K živca v rámci skúmaných variácií zloženia hornín.

Model derivovania granitovej magmy s nízkym rozsahom parciálneho tavenia predtým jestvujúcich kyslých metamagmatitov môže platiť aj pre generovanie magmy granitov gemerika.

Magma granitoidov vystúpila do vyšších úrovní zrejme prostredníctvom hlboko založených zlomov alebo strižných systémov.

Vplyv obsahu vody a B (a pravdepodobne aj F) spôsobil pokles teploty solidu a zároveň s výstupom magmy do vyšších horizontov urýchlil kryštalizáciu magmy. Primárna akcesorická magmatická asociácia ilmenit - monazit svedčí o redukčnom režime pri kryštalizácii. Charakteristickou geochemickou črtou tejto magmy bol vyšší obsah Si, K, Rb, B, Y, U, Be, Sn a Y, čiastočne W (F) a nízky obsah Sr a Ca a Ba. Turmalinizácia je prítomná vo forme impregnácií a na primárnych puklinách (foto 1).

So subsolidovou premenou, prebiehajúcou v záverečnej etape umiestňovania sa granitov v strižných zónach, spájame tvorbu viac ako 1 mm veľkých zŕn almandínovo-grossulárového granátu s nižším obsahom spessartínovej zložky, ako z metagranitov udáva Vrána (1980), resp. Korikovsky et al. (1989). Rovnako s ňou spájame intenzívnu muskovitizáciu, tvorbu biotitu$_2$ a amébovitého K živca.

Naložená mladšia metamorfóza má nepravidelnú intenzitu uplatnenia. Často sú zachované primárne magmatické štruktúry bez uplatnenia sa mladšej rekryštalizácie.

Poďakovanie. Autori ďakujú dr. F. Caňovi, dr. P. Simanovi a dr. P. Konečnému za vykonanie mikrosondových analýz.

Lokalizácia vzoriek

Vrt KS-1 - dolina Klenovskej Rimavy neďaleko jv. okraja obce Klenovec, 2,7 km na S od kóty Železná tabla. 8419/1F( ) - hĺbka 283 - 284 m 8419/J( ) - hĺbka 451,8 - 453,5 m, 8419/1M - hĺbka 581 - 583 m.
7810/1 - dolina Poľovné, 2,5 km na SZ od obce Zlatno, 1 km na VSV od kóty Kečka (812 m), 850 m na SZ od sútoku s Bradlanou dolinou. Zárez lesnej cesty.
V 7913/1 - Kokava nad Rimavicou - dolina Liešnica neďaleko podjazdu pod železnicou. Zvetraný odkryv.
V8315/1 - 750 m na SV od Kokavy nad Rimavicou, 500 m na SSV od kóty Dielik (420 m). Zvetrané východy na hrebienku.
7920/1 - ľavá strana doliny Repno, 1 km na J od kóty Sinec, 3 km na SZ od Rimavského Brezova, bralá nad lesnou cestou.

Literatúra

Abdel-Fattah, M. & Abdel-Rahman, 1994: Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol., 35, 2, 525 - 541.*

Allan, B. D. & Clarke, D. B., 1981: Occurrence and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 19, 19 - 24.*

Anderson, J. L., 1983: Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *In: Medaris, L. G., Byers, C. W., Mickleson, D. M. & Shanks, W. C. (Eds.): Proterozoic geology. Geol. Soc. Amer. Mem., 161, 133 - 154.*

Batchelor, R. A. & Bowden, P., 1985: Petrogenetic interpretation of granitod rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol., 48, 43 - 55.*

Bea, F., 1996: Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for chemistry of crustal melts. *J. Petrology, 37, 3, 521 - 552.*

Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. *Geol. Práce , Spr., 78, 65 - 70.*

Boynton, W. V., 1984: Cosmogeochemistry of the rare element studies: meteorite studies. *In: Henderson, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. Elsevier, 63 - 114.*

Broska, I., 1996: Monazite from the Austrian Variscan Granites. *In: Amman, G., Handler, R., Kurz, W., Steyrer, H. P. (Eds.): Tektonik-Strukt. Geol. Kristallingeologie, 6.sympos., Salzburg, 51 - 53.*

Broska, I., Petrík, I., Uher, P. & Bezák, V., 1994: Mineralogical and geochemical characterization of the Hrončok granites. *In: Bezák, V. & Lukáčik, E. (Eds.): Hercynian development of the Western Carpathians and some other segments of the European Hercynides. Abstract, GÚDŠ, 27.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 184.*

Clemens, J. D., Holloway, J. R. & White, A. J. R., 1986: Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Amer. Mineralogist, 71, 317 - 324.*

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W., 1982: Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrology, 80, 189 - 200.*

Creaser, R. A., Price, R. C. & Wormald, R. J., 1991: A-type granites revised: Assessment of a residual-source model. *Geology, 19, 163 - 166.*

Čeburkin, A. K., Proskurka, K. S. & Andrejev, A. V., 1984: Ustanovka dlja mnogoelementnogo rentgenovskogo fluorescentnogo analiza malych kaličestv nesčestva. *Pribory i technika eksperimenta. Kijev, 3, 208 - 212.*

De La Roche, H., Letterier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 - diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol., 29, 3 - 4, 183 - 210.*

Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth. Sci., 73, 135 - 149*

Eby, G. N., 1979: Mount Johnson, Quebec: An example of silicic liquid immiscibility? *Geology, 7, 491 - 494.*

Eby, G. N., 1992: Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology, 20, 641 - 644.*

El Bouseily, A. M. & El Sokkary, A. A., 1975: The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol., 16, 3, 207 - 219.*

Green, T. H., 1977: Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contrib. Mineral. Petrology, 65, 59 - 67.*

Harris, N. B. W. & Inger, S., 1992: Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contrib. Mineral.Petrology, 110, 46 - 56.*

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986: Geochemical characteristics of collision - zone magmatism. *In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (Eds.): Collison Tectonics. Geol. Soc. Spec. Public., 19, 67 - 81.*

Henderson, P., 1982: Inorganic geochemistry. *Pergamon. Oxford.*

Hraško, Ľ., Molák, B. & Chmelík, J., 1989: Niekoľko poznatkov o petrogenéze hornín z vrtu KS-1 (vjv. okolie Klenovca). *Správy o výskumoch, GUDŠ, 113 - 120*

Hraško, Ľ., Vozárová, A., Kováčik, M., Hók, J., Filo, M., Határ, J., Michalko, J., Greguš, J. Ďurkovičová, J., Martinsky, L., Siman, P., Sládková, M., Wiegerová, V. & Gregor, T., 1993: Alpínske granitoidy, možnosť existencie v stykovej zóne veporika s gemerikom, postavenie v štruktúre Západných Karpát. *Manuskript - archív Geofond, Bratislava, 144.*

Chovan, M. & Kráľ, J., 1979: Uranium in accessory minerals of granite rocks in veporides. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 227 - 234.*

Jakabská, K. & Rozložník, L., 1989: Zircons of gemeric granites (West Carpathians-Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 141 - 160.*

Kamenický, J., 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Mineralia Slov., 9, 161 - 184.*

Kátlovský, V., 1982: Die radiometrische Charakteristik auserwählter Granitoid-Proben der Westkarpathen. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 6, 729 - 747.*

Korikovsky, S. P., Dupej, J. & Zinovjeva, N. G., 1989: Genezis zonaľnych granatov iz rimavickich (sineckich) granitov v Kogutskoj zove veporid, Zapadnyje Karpaty. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 6, 697 - 714.*

Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovsky, S. P., Salnikova, E. B., Kovach, V. P., Yakovleva, S. Z., Bereznaya, N. G., Kráľ, J. & Krist, E., 1996: U/Pb dating of zircons of postorogenic acid metavolcanics and metasubvolcanics: a record of permian-triassic taphrogeny of the West-Carpathian basement. *Geologica Carpath., 42, 2, 73 - 79.*

Kovách, A., Svingor, E. & Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia Slov., 18, 1 - 14.*

Le Maitre, R. W. (Ed.) 1989: A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. *Blackwell, Oxford, 193.*

Loiselle, M. C. & Wones, D. R., 1979: Characteristics of anorogenic granites. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs, 11, 468.*

Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 635 - 643.*

Mc Dermott, F., Harris, N. B. W. & Hawkesworth, C. J., 1996: Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia. *Contrib. Mineral. Petrology, 123, 406 - 423.*

Miller, C. F., 1985: Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *J. Geol., 93, 673 - 689.*

Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J. & Dollase, W. A., 1981: Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canad. Mineralogist, 19, 25 - 34.*

Molák, B. & Hraško, Ľ., 1990: Účelové geologické mapovanie a petrografický výskum v západnej časti styčnej zóny veporika s gemerikom. Ložiskový výskum JZ časti styčnej zóny veporika s gemerikom. *Manuskript - archív Geofond, 92.*

Nash, W. P. & Crecraft, H. R., 1985: Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 2309 - 2322.*

Obernauer, D. & Stránska, M., 1977: Geofyzikálny výskum kryštalinika tatroveporíd. Oblasť Hnúšta. *Manuskript - archív Geofond, Bratislava.*

Ortega, L. A. & Gil Ibarguchi, J., 1990: The genesis of late Hercynian Granitoids from Galicia (Nortwestern Spain): inferences from REE studies. *J. Geol., 98, 189 - 211.*

Patino-Douce, A. E. & Beard, J. S., 1995: Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrology, 36, 3, 707 - 738.*

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology, 25, 4, 956 - 983.*

Petrík, I., 1996: Nie leptit, ale mikroaplit: genetická interpretácia horninového typu zo západnej časti veporika. *Mineralia Slov., 28, 45 - 55.*

Petrík, I., Broska, I. & Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: Age, source rocks, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. *Geol. Carpath., 45, 5, 283 - 291.*

Petrík, I., Broska, I., Bezák, V. & Uher, P., 1995: Granit typu Hrončok - hercýnsky granit A-typu v strižnej zóne. *Mineralia Slov., 27, 351 - 364.*

Pupin, J. P. & Turco, G., 1972: Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 95, 348 - 359.*

Pupin, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrology, 73, 207 - 220.*

Pupin, J. P., 1992: Les zircons des granites océaniques et continentaux: couplage typologie-géochimie des éléments en traces. *Bull. Soc. géol. France, 163, 4, 495 - 507.*

Rogers, J. J. W. & Greenberg, J. E., 1990: Late orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: Distinction by major-element and trace element chemistry and possible origin. *J. Geol., 98, 291 - 310.*

Rub, M. G., Pavlov, V. A., Cambel, B. & Veselský, J., 1977: Tipomorfnyje osobennosti sljud i akcessornych mineralov gemeridnych granitov Slovakii. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 291 - 310.*

Singh, J. & Johannes, W., 1996a: Dehydration melting of tonalites. Part I. Beginning of meling. *Contrib. Mineral. Petrology, 125, 16 - 25.*

Singh, J. & Johannes, W., 1996b: Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids. *Contrib. Mineral. Petrology, 125, 26 - 44.*

Skjerlie, K. P. & Johnston, A. D., 1992: Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites. *Geology, 20, 263 - 266.*

Sylvester, P. J., 1989: Post-collisional alkaline granites. *J. Geol., 97, 261 - 280.*

Tauson, L. V., Cambel, B., Kozlov, V. D. & Kamenický, L., 1974: Predvariteľnoje sravnenije olovonosnych granitov vostočnogo Zabajkalija, Krušnych Gor (Českij massiv) i Spišsko-Gemerskogo Rudohorija (Zapadnyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 1, 1 - 24.*

Turner, S. P., Foden, J. D. & Morrison, R. S., 1992: Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos, 28, 151 - 179.*

Uher, P. & Broska, I., 1994: The Velence Mts. granitic rocks: geochemistry, mineralogy and comparison to Variscan Western Carpathian granitoids. *Acta Geol. Hungarica, (Budapest), 37, 1 - 2, 45 - 66.*

Uher, P. & Gregor, T., 1992: Turčocký granit - produkt postorogénneho magmatizmu A-typu? *Mineral. Slov., 24, 301 - 304.*

Uher, P. & Pushkarev, Y., 1994: Granitic pebbles of the Cretaceous flysh of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: U/Pb zircon ages. *Geol. Carpath., 45, 6, 375 - 378.*

Uher, P., Marshalko, R., Martiny, E., Puškelová, Ľ., Streško, V., Toman, B. & Walzel, E., 1994: Geochemical characterization of granitic rock pebbles from Cretaceous to Paleogene flysch of the Pieniny Klippen Belt. *Geol. Carpath., 45, 3, 171 - 183.*

Vielzeuf, D. & Montel, J. M., 1994: Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrology, 117, 4, 375 - 393.*

Vrána, S., 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Časopis pro mineralogii a geologii. Academie (Praha), 25, 1, 41 - 54.*

Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrology, 95, 407 - 419.*

Postorogenic peraluminous two-mica granites and granite-porphyries in the Kohút Zone of the Veporicum Unit (Klenovec - Zlatno area)

Geochemical composition of two-mica garnetiferous (leuco-) granites and granite-porphyries, cropping out in the area of the so-called Klenovec Complex gneiss in the form of either exposed, or buried bodies, sharply differs from that of the Veporicum granitoids (excepting the Hrončok type granite) and shows an affinity to granitoids of the Gemericum Unit. Their geochemical features are indicative of postorogenic origin. This is also supported by their late emplacements in the geological structures, postdating all the other granites. Their geochemical resemblance to Permian granitoids of the Western Carpathians suggests that their age is also Permian.

Two-mica granites can, therefore, be correlated with a particular group of Western Carpathian granitoids with prevailing A-type affinity - the Turčok (Uher and Gregor, 1992), the Hrončok (Broska et al., 1994; Petrík et al., 1995; Petrík, 1996), the granitic material in the Klippen belt's Úpohlavy conglomerate (Uher et al., 1994; Uher and Pushkarev, 1994) and the Velence granite (Uher and Broska, 1994).

The strongest affinity exists with the granitoids of the Gemericum Unit, of which the majority are Permian (Kovách et al., 1986). Petrík et al. (1994) assigned them to granitoids with transitional A-type and S-type features.

The results of modeling of the behavior of Rb, Sr and Ba under the conditions of partial melting have shown, that tonalitic orthogneisses could have been protolith of the above melt. Therefore, the magma of Klenovec type of granite could have been derived from a metatonalitic source with relatively low degree of partial melting (up to 30 - 40 %).

The restite grew progressively richer in the residual plagioclase. Biotite is the only mineral to supply water into the system. This led to formation of a water-undersaturated, relatively hotter melt (relatively higher crystallization temperature of magmatic garnet and zircons, typical rather for A-type granites), but later it became water saturated (crystallization of Fe-rich biotite at the expence of garnet, crystallization of muscovite, crystallization of zircons typical for water-rich environments). The water could have come to being due to fractional crystallization. Trace element modelling indicates a 5 - 6 % fractional crystallization of K-feldspar, which falls within the range of investigated compositional variations.

Obviously, the granitic magma ascended into higher horizons via deep-seated faults, or shear-zone systems.

Contents of water and boron (and probably also F) in the system brought about a reduction of the solidus temperature and, at the same time, an acceleration of the magma crystallization as it ascended into shallower horizons.

Primary accessory magmatic association - ilmenite-monazite indicates that the reduction conditions prevailed during the crystallization.

Characteristic geochemical features of this magma include increased content of K, Rb, B, Y, U, Be, Sn, W, (F) and reduced content of Sr, Ca and Ba. The tourmalinization, in the form of impregnations, can be observed on primary fissures.

We associate the subsolidus alteration, which took place during the final stage of the emplacement of granite in the shear zones, with the formation of grains of almandine-grossularite garnet measuring over 1 mm across, with somewhat lower content of spessartite component than that reported by Vrána (1980), and Korikovsky et al. (1989), respectively, to have occurred in garnets from the metagranites. Intense muscovitization, formation of biotite$_2$ and amoeboidal K-feldspar is also accounted for by this process.

The intensity of superimposed metamorphism (represented mainly by chloritization and albitization) varied from place to place. Primary magmatic structures have locally been saved from the effects of later recrystallization.

Mineralia Slovaca, 29 (1997), 136 - 148

O stupni diferenciácie pegmatitov tatrika

ŠTEFÁNIA DÁVIDOVÁ

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 11. 7. 1996, revidovaná verzia doručená 22. 10. 1996)

The differentiation degree of the Tatricum pegmatites

Distribution of compatible and incompatible elements was studied in the K-feldspars from pegmatites of the Tatricum crystalline complexes (Western Carpathians - Malé Karpaty, Nízke Tatry, Západné Tatry, Veľká Fatra, Malá Magura, Žiar, Malá Fatra, Branisko Mts.). Low content of Rb, Cs and Ga and high concentration of Ba and Sr suggest low degree of pegmatite melt differentiation with low selective extaction and transport in the fluid phase. Both chemical composition and mineral associations of the K-feldspars allow to classify part of the studied pegmatites according to the genetical model as abyssal pegmatites, with dominating muscovite type over the rare-element type and its beryl-columbite subtype.

Key words: Tatricum unit, pegmatite, K-feldspars, rare elements

Úvod

Pegmatity vystupujúce v kryštaliniku tatrika pre ekonomickú bezvyznamnosť a nízky obsah viditeľných vzácnych minerálov mineralógov nezaujímali. Podľa minerálnej asociácie, štruktúry, stavby telies a teploty kryštalizácie sa na základe starších klasifikácií zaraďovali do rozličných genetických typov. Podľa Fersmana (1940) patria medzi obyčajné granatické až muskovitické typy, podľa Vlasova (1961) medzi grafické s prechodom do blokového typu, podľa Solodova (1960) medzi jednoduché plagioklasovo-mikroklínové typy a podľa Černého (1991a, b, 1992) do muskovitovej triedy (Valach, 1954a, b; Dávidová, 1970a, 1971, 1978a, b, 1994). V ostatnom čase sa po objavení minerálov Nb-Ta skupiny a berylu (Uher a Broska, 1989; Uher, 1991, 1992), ako aj ojedinelých starších nálezov berylu (Fiala, 1931; Pitoňák a Janák, 1983; Gargulák a Vanek, 1989) tieto pegmatity klasifikovali ako vzácnoprvkové patriace do berylovo-kolumbitového podtypu (Uher, 1992, 1994). Pegmatity vzácnoprvkovej triedy sa vyznačujú vysokým stupňom diferenciácie v rámci pegmatitového procesu (Černý, 1991a, b, 1992; Černý et al., 1985, 1986). V tejto súvislosti vzniká otázka, do akej miery prebehol diferenciačný proces v pegmatitoch tatrika. Diferenciu magmatických procesov určujú dve hlavné skupiny faktorov, a to: 1. termodynamické faktory rozvoja pegmatitového procesu (úroveň vzniku, otvorenosť systému, tektonické napätie, tlak, teplota a ich zmeny); 2. priame faktory (chemické zloženie pôvodnej magmy, kryštalizačný, likvačný a emanačný proces, ako aj kryštalochemické vlastnosti chemických prvkov). Stupeň diferenciácie vyplývajúci z uvedených faktorov určuje triedu a typ pegmatitu. Okrem minerálnej asociácie a štruktúrnej stavby pegmatitových telies je jedným z najvhodnejších geochemických kritérií na určenie typu pegmatitu, a tým aj ekonomického významu aj obsah zriedkavých alkálií a Tl v draselných živcoch (ďalej KŽ) a sľudách. Ich obsah, ako i obsah niektorých iných vzácnych prvkov dovoľujú určiť nielen formačnú príslušnosť pegmatitu, ale rozdeľujú ich podľa hĺbky vzniku a iných podmienok na abysálnu, muskovitovú, vzácnoprvkovú a miarolitovú triedu pegmatitov (Černý, 1982, 1991a, b, 1992). Obsah indikátorových prvkov Rb, Cs a Li v KŽ stúpa od triedy abysálnych cez muskovitové po vzácnoprvkové a ďalej od vzácnozeminového po berylový typ s kolumbitom cez komplexný typ so spodumenom a lepidolitom po pegmatity albitovo-spodumenového typu (Solodov, 1960; Učatkin et al., 1962; Correia Neves, 1964; Sretenskaja, 1967; Gordienko, 1971; Černý, 1982, 1991a, b, 1992; Černý et al., 1984, 1985, 1986; Bergholz a Kubánek, 1981; Zagorskij et al., 1983; Shearer et al., 1985, 1992; Neiva, 1995). Na určovanie stupňa frakcionácie pegmatitového procesu je mimoriadne vhodný pomer K/Rb v KŽ, ktorý je menej zaťažený separačnými postupmi minerálov, pričom hodnota pomeru v postupnosti uvedených tried a typov klesá (Borovik-Romanova et al., 1958; Pavlišin a Vovk, 1970; Smith, 1974; Trueman a Černý, 1982; Shearer et al., 1985; Neiva, 1995). Ked obsah vzácnych prvkov v KŽ závisí od ich koncentrácie v pôvodnej magme a v pôvodnom protolite, ako aj od charakteru a stupňa anatexie, možno poukázať na analógiu s inými pegmatitmi s rozličným stupňom diferenciácie.

Kompatibilne sa správajú niektoré pyrofilné prvky, ako je Ba, Sr a Sc (Oftedal, 1961; Šmakin a Kosťukova, 1969; Kowalski, 1970; Gordienko et al., 1972; Mehnert a Büsch, 1981; Černý et al., 1984, 1985; Shearer et al., 1985; Guo a Green, 1989; Neiva, 1995). Zmeny obsahu

Tab. 1
Charakteristika a obsahy stopových prvkov v KŽ pegmatitov tatrika
Characteristic features and trace element content in K-feldspars from the Tatricum pegmatites

Vzorka	Sk	Zóna pegmatitu	KŽ	Farba	Typ pertitu	Or	Ab	An	Ga	Sr	Ba	Rb	Cs	Ba/Rb	K/Rb
MK24/2	1	Bl	MM	S	2	72	26	2	14.5	22.4	<100	300	<3	<0.33	339
MK76/2	1	KfQMs	MM	R	2	67	27	6	20.9	162	<100	100	<3	<1.00	983
MK78/2	2	KfQMs	MM	R	2	74	24	2	14.5	48	302	200	<3	1.51	516
MK86/2	1	Bl	MM	Bi	2	73	22	4	12.9	50	174	300	9	0.58	346
MK96/2b	3	Bl	MM	Bi	2	72	23	5	14.8	263	550	90	9	6.11	1049
MK96/2s	3	Bl	MM	S	2	72	24	4	15.1	50	107	-	-	-	-
MK163/2	1	KfQMs	MM	Bi	2	73	25	2	19.1	>1000	>3000	200	<3	>15.00	522
MK17/3b	2	Bl	MM	Bi	3	73	23	4	11.0	525	1740	170	<3	10.24	604
MK17/3s	2	Bl	MM	S	3	74	22	4	16.2	>1000	>3000	170	<3	>17.64	604
MK60/3	2	Bl	MM	S	2	76	22	2	17.4	1000	3000	400	9	7.5	263
MK63/3	2	Bl	MM	Bi	2	72	23	5	11.2	224	910	300	20	3.03	341
MK67/3	2	Bl	MM	S	1	68	24	8	13.5	62	<100	500	<3	<0.2	213
MK6/4	2	Bl	MM	TS	3+4	74	22	4	14.5	16.6	<100	200	2	<0.5	516
MK20/4	2	Bl	MM	Bi	4	69	26	5	19.5	31.6	100	500	<3	0.2	202
MK28/4	2	G	MM	Bi	2	74	20	6	13.5	33	<100	250	<3	<0.4	402
MK10/5	1	KfQMs	MM	R	2	70	24	6	12.3	>1000	>3000	170	<3	>17.64	585
NT1	1	KfQMs	MM	R	2	77	21	2	19.5	>1000	>3000	330	<3	>9.09	290
NT9	1	Gr	ORD	Ts	2	76	19	5	14.1	40	<100	300	<3	<0.33	378
NT13	1	Gr	RDM	R	2	63	32	5	18.6	>1000	>3000	90	<3	>33.33	888
NT27	2	KfQMs	MM	Bi	2+3	66	29	5	16.2	>1000	>3000	200	3	>15.0	326
NT31	2	Bl	ORD	Bi	1+2	82	14	4	12.6	410	1860	160	<3	11.63	555
NT32	2	Bl	O	S	1+2	66	27	7	17.0	63	155	130	<3	1.19	626
NT34a	3	KfQMs	MM	Bi	2+3	69	24	7	4.2	159	890	170	<3	5.24	610
NT34s	3	KfQMs	MM	S	2+4	72	23	5	18.6	162	104	200	<3	0.52	560
NT37	2	Bl	MM	Ts	2+4	71	26	3	15.5	420	259	120	<3	2.16	749
NT40	3	Bl	MM	R	2	78	20	2	20.9	161	980	400	4	2.45	209
NT45	3	KfQMs	ORD	S	1	62	27	11	17.4	132	159	180	3	0.85	505
NT54	2	KfQMs	RDM	Bi	3	72	26	2	11.2	254	355	500	<3	0.71	195
NT57	1	KfQMs	O	Bi	2	68	29	3	20.9	45	<100	104	<3	<0.96	795
NT58	1	KfQMs	MM	Bi	1+2	69	26	5	28.8	214	120	120	<3	1	810
NT59	2	KfQMs	ORD	S	1+2	78	15	7	12.3	>1000	>3000	400	<3	>7.5	280
NT66	1	KfQMs	MM	S	1+2	46	45	9	17.0	40	130	300	<3	0.43	290
NT67	2	Bl	RDM	S	3	81	17	2	23.4	>1000	>3000	170	<3	>17.64	654
NT73	1	Bl	MM	R	4	83	16	1	17.8	320	630	230	<3	2.74	419
NT91	2	Bl	RDM	Bi	3	76	20	4	12.3	1000	>3000	110	<3	>27.27	987
NT93	1	KfQMs	O	R	2	74	24	2	18.2	148	204	90	<3	2.27	1148
NT97	1	Gr	RDM	Bi	0	79	17	4	15.1	>1000	>3000	70	4	>42.86	1225
NT108	1	KfQMs	MM	Bi	2	76	20	4	10.2	141	1040	300	<3	3.47	302
NT110	1	KfQMs		Bi	3	80	16	4	9.3	195	145	-	-	-	-
NT111	2	KfQMs	MM	Bi	3	80	16	4	5.4	500	3000	-	-	-	-
NT114	1	Ok	O	Ts	0	81	19	6	7.9	229	2630	190	<3	13.84	500
NT120	1	KfQMs	RDM	Ts	3	77	21	2	6.5	120	500	-	-	-	-
D6a	2	KfQMs	MM	R	4	65	30	5	-	34	64	484	12	0.13	193
D11	2	Bl	MM	R	1+4	75	24	1	-	37	79	356	5	0.22	303
D99	-	Gr	-	R	1	74	22	4	-	500	2480	179	3	13.85	545
ZT1	3	Bl	MM	R	1+2	74	23	3	16.2	1000	1510	110	<3	13.73	995
ZT3	1	KfQMs	MM	R	1+2	72	23	5	12.6	330	450	130	<3	3.46	863
ZT6	2	Bl	RDM	R	2	77	16	7	17.4	>1000	>3000	140	<3	>21.43	795
ZT15	1	KfQMs	MM	Bi	1+2	68	21	11	17.7	263	104	120	<3	0.87	792
ZT16	1	KfQMs	O	Bi	1+2	44	41	15	14.1	151	100	170	<3	0.59	494
ZT20	2	KfQMs	MM	R	2	66	26	8	8.1	288	930	190	<3	4.89	479
ZT22	2	KfQMs	MM	Bi	2	63	32	5	12.9	96	100	200	<3	0.50	473
ZT41	2	KfQMs	MM	Bi	2	52	43	5	11.0	16	<100	400	<3	0.17	246
ZT41p	2	G	MM	Bi	2	63	31	6	18.2	138	120	260	<3	0.46	343
ZT49	2	Bl	MM	R	2	69	25	6	10.4	282	930	170	<3	5.47	644
ZT50	2	Bl	MM	Bi	1+2	62	30	8	13.8	51	<100	200	<3	<0.5	456
ZT52	2	Bl	MM	R	2+3	68	25	7	14.8	101	282	170	<3	1.66	556
VF61p	2	KfQMs	MM	S	1+2	65	35	0	13.2	500	1510	140	<3	10.79	615
VF63	2	KfQMs	MM	R	1+2	69	31	0	9.1	31	<100	300	<3	<0.33	274
VF70	3	KgQMs	MM	R	2	68	32	0	14.5	49	126	160	4	0.79	675
VF75p	3	G	MM	R	2	72	27	1	11.7	13	<100	220	<3	<0.45	408
VF75a	3	Bl	MM	R	3+4	61	38	1	9.5	13	<100	230	<3	<0.43	359
VF82	2	KfQMs	MM	Bi	2+3	61	38	1	11.5	13	<100	200	<3	<0.5	406

pokračovanie tab. 1

Vzorka	Sk	Zóna pegmatitu	KŽ	Farba	Typ pertitu	Or	Ab	An	Ga	Sr	Ba	Rb	Cs	Ba/Rb	K/Rb
MM19a	2	KfQMs	MM	Bi	2+3	76	23	1	11.0	830	2000	300	10	6.67	301
MM19s	2	G	MM	Ts	2+3	75	25	0	15.9	224	<100	180	<3	<0.55	560
MM22	2	G	RDM	Ts	1+2	80	19	1	8.5	37	<100	400	<3	<0.25	214
MM33p	3	G	MM	Bi	3+4	71	29	0	7.4	245	1070	170	<3	6.29	522
MM33v	3	KfQMs	RDM	Ts	2+3	71	28	1	7.4	460	2240	120	<3	18.67	735
MM53	1	KfQMs	MM	R	1+2	67	33	0	5.6	65	288	300	<3	0.96	302
MM61	1	Gr	MM	S	2	75	25	0	9.2	53	850	240	<3	3.54	388
MM64	1	Ok	RDM	Ts	2	72	27	1	5.5	400	1820	200	<3	9.1	431
MM65	1	KfQMs	ORD	Ts	3+4	71	28	1	4.5	263	550	190	<3	2.89	480
MM66	1	KfQMs	MM	R	2+3	69	30	1	12.6	229	1150	200	<3	5.75	449
MM67	2	KfQMs	MM	S	3+4	75	25	0	12.5	34	1480	500	<3	2.96	213
Ž2	2	G	MM	Bi	1+2	68	32	0	13.8	78	102	-	-	-	-
Ž4	1	KfQMs	MM	R	2	66	35	1	13.2	229	1550	190	<3	8.16	416
Ž5	1	KfQMs	MM	Bi	2	64	35	1	13.5	36	1040	200	<3	5.2	416
Ž9	2	B1	MM	Bi	2	67	32	1	16.2	69	263	170	<3	1.55	514
Ž13	1	Ok	RDM	Bi	2	58	37	5	12.9	1000	3000	110	<3	27.27	823
MF3	2	B1	MM	Bi	3+4	70	28	2	10.4	170	1020	180	<3	5.67	566
MF5	1	KfQMs	ORD	R	2+3	42	56	2	13.2	355	1590	110	3	14.45	532
MF21	2	KfQMs	MM	Bi	2	68	24	8	7.2	302	2000	190	5	10.53	529
MF22	1	Gr	ORD	Bi	2	42	44	14	10.7	269	1070	90	<3	11.89	679
MF23	1	KfQMs	MM	Bi	2	74	23	3	13.8	340	1230	170	2	7.24	620
MF25b	1	KfQMs	ORD	Bi	1+2	64	33	3	12.0	560	2630	140	<3	18.78	570
MF25r	1	KfQMs	RDM	R	1	68	29	3	9.8	282	2340	200	<3	11.7	437
MF29	1	KfQMs	MM	R	2	72	26	2	11.5	257	1910	120	<3	15.92	830
MF32	2	G	O	Bi	2+4	67	31	2	9.1	440	2820	140	<3	20.14	617
MF36	1	KfQMs	O	Bi	2+4	65	29	6	15.1	460	2820	160	<3	17.63	503
MF37	1	KfQMs	RDM	R	2	61	33	6	13.5	316	1040	160	<3	6.5	514
MF87	1	KfQMs	MM	R	2	79	20	1	12.6	251	980	300	<3	3.27	320
B1	1	G	ORD	S	2+3	47	52	1	7.1	330	2060	140	<3	14.29	599
B5	2	KfQMs	RDM	Bi	3	61	38	1	11.7	129	460	-	-	-	-
B7	1	KfQMs	MM	R	3	57	42	1	5.7	251	1910	160	<3	11.94	561
B8	2	KfQMs	ORD	S	2	44	46	10	9.3	295	3060	200	<3	15.0	369
B11	1	KfQMs	MM	Bi	2+3	72	26	2	10.2	380	2240	180	<3	12.44	486
B15	2	KfQMs	MM	Bi	1+2	72	27	1	12.0	690	>3060	30	<3	>100	2930

Sk - skupina pegmatitov, 1, 2, 3 v texte; B1 - zóna blokového K živca, G - grafická zóna, KfQMs - živcovo-kremeňovo-muskovitová zóna, Gr - porfyroblast zo styku granit - pegmatit; MM - maximálny mikroklín, IM - intermediálny mikroklín, IO - intermediálny ortoklas, O - ortoklas; farba: S - sivá, TS - tmavosivá, Bi - biela, R - ružová; perthity: 1 - film, 2 - vretenovité, 3 - stužkovité, 4 - hrubostužkovité a škvrnité

Sk - groups of pegmatites, 1, 2, 3 - explanation in text. B1 - zone of blocky K-feldspar, G - graphic zone, KfQMs - feldspar - quartz - muscovite zone, Gr - porphyroblast from granite beside pegmatite, MM - maximal microcline, IM - intermediate microcline, IO - intermediate orthoclase, O - orthoclase. Colours: S - gray, TS - dark gray, Bi - white, R - pink. Perthites: 1 - films, 2 - spindles, fine strings, 3 - bands, 4 - rough bands to patches.

inkompatibilných a kompatibilných prvkov a pegmatitov prevažne vyvoláva kryštalizačná frakcionácia pegmatitovej taveniny, pri ktorej prebieha obohacovanie o fluidné prvky viažuce Rb, Cs, Li a ochudobňovanie o pyrofilné prvky (Ba, Sr, Sc, Cr atď.). Pri nízkom tlaku sa ďalej oddeľuje Li od Rb a Cs. Frakcionácia sa začína koncentráciou týchto prvkov už v metamorfnom protolite, z ktorého sa generuje magma pegmatitonosných granitov.

Táto štúdia je zameraná na zisťovanie tried z typov pegmatitov, a tým aj stupňa diferenciácie podľa distribúcie stopových prvkov KŽ a ich charakteru.

Pegmatity

Pegmatity, z ktorých sa sledovala väčšina KŽ, sa geneticky a väčšinou aj priestorovo viažu na variské granitoidné horniny prevažne typu S. Sú to na kremeň bohaté peraluminózne horniny, dvojsľudné granity a granodiority (Hovorka, 1980; Kohút, 1992; Petrík et al., 1993, 1994). Iba veľmi málo vzoriek z Nízkych Tatier a Malej Magury sa viaže na granodiority až tonality typu I bohaté na plagioklas, ktoré vznikli tavením hornín v spodnej časti kôry a možno aj vo vrchnom obale (Petrík et al., 1993, 1994).

Pegmatity tvoria žilné, často nepravidelné a niekedy šošovkovito zdurené telesá (od x dm do max. 10 m) v granitoidoch, redšie v metamorfovaných horninách, pararulách až migmatitoch v blízkosti granitoidov. Vzorky sú z jadrového pohoria Malé Karpaty (MK), Nízke Tatry (NT), Dúbrava v NT (D), Malá Magura (MM), Žiar (Ž), Malá Fatra (MF), Branisko (B), Považský Inovec (PI), Striebornica v PI (S). Opis pegmatitov a lokalizácia vzoriek je v práci Dávidovej (1970a, b, 1978a, b, 1994). Na základe pozorovaní v teréne, a hlavne podľa minerálnej asociácie sa skúmané pegmatity zaradili do troch skupín; 1. skupinu tvoria prevažne zrnité agregáty živcov, kremeňa a sľudy, ojedinele s grafickým a apografickým prerastaním živcov a kremeňa; 2. skupinu charakterizuje vývoj primárnych zón, ktoré vznikli kryštalizáciou pegmatitovej tave-

niny v poradí: živcovo-kremeňovo-sľudová zóna, grafická zóna, zóna blokového KŽ a blokového kremeňa; 3. skupinu tvoria pegmatity, v ktorých k primárnym zónam pristupujú dve metasomatické zóny - albitová a kremeňovo-sľudová. V tatriku prevládajú prvé dve skupiny pegmatitov. Primárna zonálnosť pegmatitov sa prejavuje rozdielnou asociáciou pegmatitovaných minerálov, ich množstvom, textúrou a štruktúrou. S progresívnou kryštalizáciou od okraja do stredu telies rastie veľkosť zrna, klesá počet pegmatitotvorných minerálov a štruktúra sa mení od granitickej cez grafickú, apografickú do monominerálnej blokovej v jadre. Metasomatické zóny, ktoré tvorí alebo jemnozrnný cukrovitý albit, niekedy so vzácnymi minerálmi, alebo vejárovitý muskovit s kremeňom, príp. hrubolupeňovitý muskovit v kremeni, sú v rozličných častiach primárnych zón.

Analytické metódy

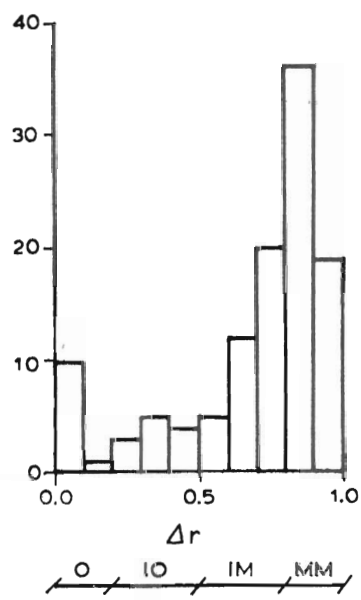
KŽ sa separovali v ťažkých kvapalinách a na elektromagnetickom separátore a výsledné frakcie sa kontrolovali opticky. Perthitické vrasty sa neodstraňovali. Koncentrácia Na a K bola stanovená plameňovým fotometrom a Ca komplexometrickou titráciou. Ga, Sr a Ba sa určovali spektrochemicky na spektrografe ISP-51. Vzorky boli pufrované s KCl, porovnávacím prvkom pri ľahkoprchavých bol Zn a pri stredne prchavých Eu. Li, Rb a Cs sa určovali v infračervenej oblasti a vzorky boli pufrované NaCl. Vzorky z PI (Ca, Ga, Sr a Ba) boli analyzované ICP - OES metódou na tg spektrometri KONTRON s indukčne viazanou plazmou a Na, K, Rb a Cs formou AAS. Analýzy zhotovil geologický ústav Prírodovedeckej fakulty v Bratislave.

Draselné živce

V pegmatitoch tatrika prevládajú KŽ nad plagioklasmi. Ich obsah v primárnych zónach stúpa od okraja do stredu telies až po zónu blokového KŽ, v ktorej rozmery kryštálov KŽ neprekračujú 15 cm. Sledovali sa KŽ z nerovnomernej živcovo-kremeňovo-sľudovej zóny, zóny písmenkového pegmatitu a z blokovej zóny, ojedinele aj blasty z granitoidu na styku s pegmatitom. Prevažne sú sivej farby s nerovnako intenzívnymi odtieňmi. Sivá farba často prechádza do bielej, menej časté sú čisto biele alebo ružové KŽ. Všetky KŽ sú perthitické, s vývojom makro-, mikro- a kryptoperthitov (v zmysle Soldatosa, 1962). Z genetického hľadiska ich možno zaradiť medzi exsolučné, exsolučnosegregačné, segregačnometasomatické až metasomatické, pričom prevláda druhý a tretí typ (tab. 1). Exolučné perthity majú tvar filmperthitov (typ 1), v ktorých lamely Na fázy neprekračujú hrúbku 0,007 a dĺžku 0,1 mm a sú orientované podľa $(\bar{6}02)$. V zrnách KŽ vystupujú spolu s inými genetickými typmi perthitov. Pri exsolučno-segregačných perthitoch (typ 2), v ktorých Na ióny migrujú na väčšiu vzdialenosť, vznikli vláknité hrubovretenovité až tenkostužkovité perthity sledujúce smer (110), $(1\bar{1}0)$ a (100). Ich hrúbka je od 0,007 do 0,1 mm a dĺžka do 1 mm. Ak mali exsolučno-segregačné procesy väčšiu intenzitu, vznikli škvrnité alebo stužkovité perthity (typ 3), pri ktorých možno ojedinele pozorovať prechod perthitového vrastu z jedného zrna KŽ do druhého. Perthitická Na fáza je často zrastená podľa albitového zákona, pričom zrasty sú koherentné so zrastmi v K fáze. Ak Na fáza - najčastejšie vo forme spojených škvŕn - presahuje 40 obj. % KŽ, na jej formovaní sa zúčastňujú aj metasomatické procesy a vznikajú segregačnometasomatické perthity (typ 4). Pri týchto perthitoch Na fáza častso tvorí prechod k šachovnicovému albitu zrastanému podľa albitového a periklínového zákona (Dávidová, 1994).

Usporiadanie K fázy vyplývajúce z rozmiestnenia Si a Al v T pozíciách sa v štruktúre KŽ mení aj v rámci jedného zrna. Na základe merania uhla 2V a stupňa triklinity Δ_r (Goldsmith a Laves, 1954), stupňa triklinického Δ_{ra} a monoklinického usporiadania Δ_z (Afonina et al., 1979), hodnoty $2\Theta_{(\bar{2}04\,-\,060)}$ (podľa Wrighta, 1968) a mriežkových parametrov sa KŽ zaradili do štyroch skupín (obr. 1). Najpočetnejšia je skupina maximálnych mikroklínov (MM), za ňou nasleduje skupina intermediálnych mikroklínov (IM) a intermediálnych ortoklasov. Monoklinické ortoklasy sa zistili len ojedinele v PI, NT a MM (tab. 1; Dávidová, 1970b, 1978a, 1981, 1994).

Celkové chemické zloženie KŽ sa pohybuje v širokom intervale živcových komponentov, a to Or 42 - 89, Ab 14 - 52 a An 0 - 15 (tab. 1). Najfrekventovanejší interval komponentu Or je 68 až 76 a Ab 22 - 26. Draselná fáza perthitov má zloženie Or 88,73 - 89,08; Ab 1,27 - 10,91; An 0,01 a sodná Ab 97,43 - 98,40; Or 0,49 - 0,76; An 0,99 - 1,81. Pomerne vysoký obsah Ab v K fáze pravdepodobne poukazuje na neukončenú exsolúciu KŽ (Dávidová, 1994).



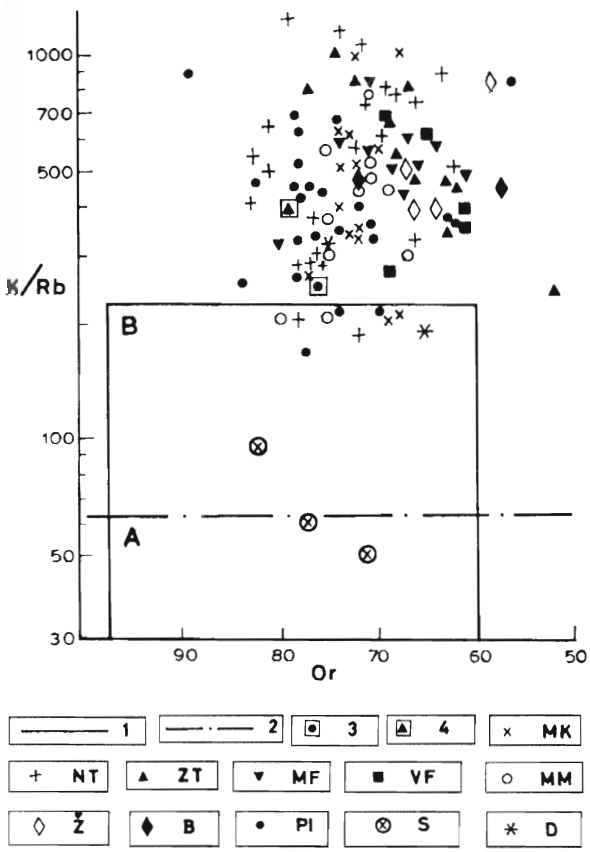
Obr. 1. Histogram rozšírenia rozličného stupňa usporiadania KŽ tatrika. O - ortoklas, IO - intermediálny ortoklas, IM - intermediálny mikroklín, MM - maximálny mikroklín.

Fig. 1. Histogram of different extent of K-feldspar ordering in the Tatricum unit. O - orthoclase, OI - intermediate orthoclase, IM - intermediate microcline, MM - maximum microcline.

Mikroprvky v KŽ

V KŽ pegmatitov tatrika sa v 128 vzorkách okrem hlavných prvkov sledoval aj obsah Mn, Pb, Ga, Fe, Sr, Ba, Li, Rb a Cs. Po štatistickom zhodnotení korelačných a regresných vzťahov (Dávidová a Dávid, 1981), ako aj údajov z literatúry sa vybralo Rb, Cs, Ba, Sr a Ga ako najvhodnejšie na riešenie genézy, hlavne stupňa diferenciácie pegmatitového procesu.

Rb nevytvára samostatné minerály, je v pegmatitotvorných mineráloch rozptýlené, lebo je jeho vstup do ich štruktúr z energetického hľadiska výhodný. Pri frakcionácii magmy Rb sleduje K, pretože ich kryštalochemické vlastnosti (veľký iónový polomer, malá elektronegativita a malý ionizačný potenciál) sú veľmi podobné. Substitúcia K Rb v KŽ je pre 12 % rozdiel v iónových polomeroch do istej miery nevýhodná. Možná je iba pri roztiahnutí kryštálnej štruktúry KŽ. Preto zníženie tlaku podporuje vstup Rb do KŽ, čo sa prejavuje rastom obsahu Rb od okraja do stredu pegmatitových telies, ale aj od abysálnych typov pegmatitov k vzácnoprkovým komplexným pegmatitom. Rb má pomerne malú migračnú schopnosť, lebo netvorí ľahko prchavé komplexy, a tak jeho obsah v pegmatitoch určuje kryštalizačná, nie emanačná diferenciácia.



Obr. 2. K/Rb vs Or v KŽ pegmatitov tatrika. 1 - pole veľkých pegmatitov (Smith, 1974), 2 - hranica (K/Rb = 66) medzi A - vzácnoprvkovými produktívnymi a B - neproduktívnymi pegmatitmi podľa Pavlišina a Vovka (1971), 3 - priemer pri granitoch, 4 - priemer pri granodioritoch (Smith, 1974).

Fig. 2. Plot of K/Rb vs. Or component content for K-feldspars in pegmatites of the Tatricum unit. 1 - field of large pegmatites (Smith, 1974), 2 - boundary (K/Rb = 66) between A - rare-element productive and B - non-productive pegmatites (according to Pavlishin and Vovk, 1971), 3 - average for granites, 4 - average for granodiorites (Smith, 1974).

Obsah Rb v KŽ pegmatitov tatrika varíruje od 70 do 1840 ppm. Najvyšší (1840 ppm) sa zistil v ortoklasoch zo Striebornice v PI, pričom priemer z tohto pegmatitu je 784 ppm a z celej oblasti PI 389 ppm, čo je najvyšší obsah Rb v KŽ pegmatitov tatrika (Dávidová, 1994). Podľa obsahu Rb za oblasťou Striebornice nasleduje Lamač (MK), Pod Magurou (MM) a Dúbrava (NT). Celkový obsah Rb v KŽ tatrika v porovnaní s údajmi z literatúry je nízky.

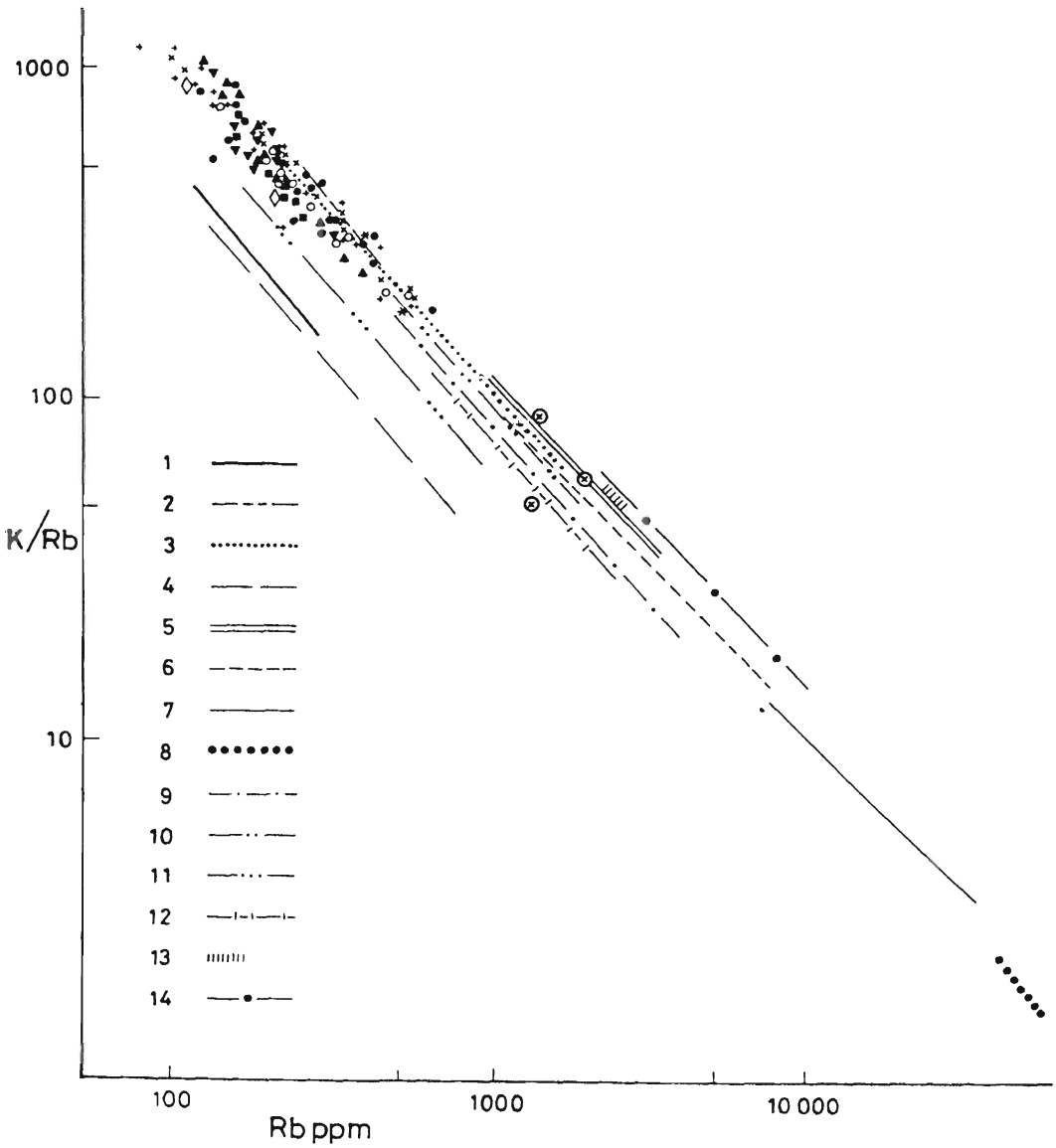
Maximálny obsah Rb v prírodnom KŽ sú 4 hmotn. % a pegmatit s obsahom <0,1 % v KŽ je nádejný na výskyt minerálov vzácnych prvkov (Smith, 1974). Priemerný obsah 217 ppm zo všetkých pohorí (Dávidová a Dávid, 1981) a 280 ppm z KŽ blokovej zóny je oveľa nižší ako 5485,7 ppm, čo je priemer, ktorý z KŽ pegmatitov uvádza Ľachovič (1972). Dokonca ani vzorka s maximálnym obsahom tento priemer nedosahuje. Avšak na druhej strane sú hodnoty z KŽ pegmatitov tatrika len o niečo nižšie ako priemerný obsah Rb 270 ppm, ktorý uvádza Kogan et al. (1971) a Gordienko (1970) pri KŽ sľudových a sľudovo-keramických pegmatitoch (Gordienko, 1970).

Citlivým indikátorom frakcionácie pegmatitov je pomer K/Rb, lebo odstraňuje vplyv obsahu Na fázy viazanej na perthity. Minimálna hodnota K/Rb = 1,9 sa zistila vo vzácnoprvkových pegmatitoch (Černý et al., 1985). V KŽ tatrických pegmatitov sa K/Rb pohybuje od 49 (Striebornica) do 1225 (NT), čo poukazuje na veľmi vysoké hodnoty v porovnaní s ostatnými pegmatitmi, dokonca aj s granitmi, z ktorých Smith (1974) uvádza K/Rb 250. Vzťahy poukazujúce na veľmi nízku diferenciáciu pegmatitov možno pozorovať v grafe K/Rb vs Or (obr. 2), v ktorom sa väčšina skúmaných vzoriek umiestnila do oblasti granitoidných hornín. Do poľa pegmatitov sa umiestnilo len 12 vzoriek z PI, MK, NT a MM a z toho iba dve do oblasti vzácnoprvkových pegmatitov. Ešte markantnejšie sa tieto vzťahy prejavujú v grafe Rb vs K/Rb (obr. 3), kde sú na porovnanie zanesené údaje z iných pegmatitových lokalít. Väčšina údajov KŽ pegmatitov tatrika zodpovedá hodnotám granitických hornín (podľa Černého et al., 1985) a len tri zo Striebornice sú zhodné s pegmatitmi berylovo-kolumbitového typu (obr. 3). Shearer et al. (1985, 1992) uvádzajú pomer K/Rb pri KŽ z jalových pegmatitov > 180; Pavlišin a Vovk (1970) >135. Iba KŽ z pegmatitu z Vežnej z bázických hornín a z Langøy z vysokometamorfovaných hornín sa umiestnili na konci granitového trendu. Medzi pegmatity tatrika sa zaradili aj sľudové pegmatity z Mongolského Altaja.

Druhým najcitlivejším inkompatibilným prvkom v pegmatitovom procese, ktorý substituuje v štruktúre KŽ K, je Cs. Pre nižší klark, menší ionizačný potenciál a elektronegativitu, väčší iónový polomer ako pri K a Rb, ale aj schopnosť vytvárať samostatné minerály je jeho obsah v KŽ pegmatitov podstatne nižší. Maximálny obsah Cs v KŽ z mikroklínu zo spodumenového pegmatitu z Mani-

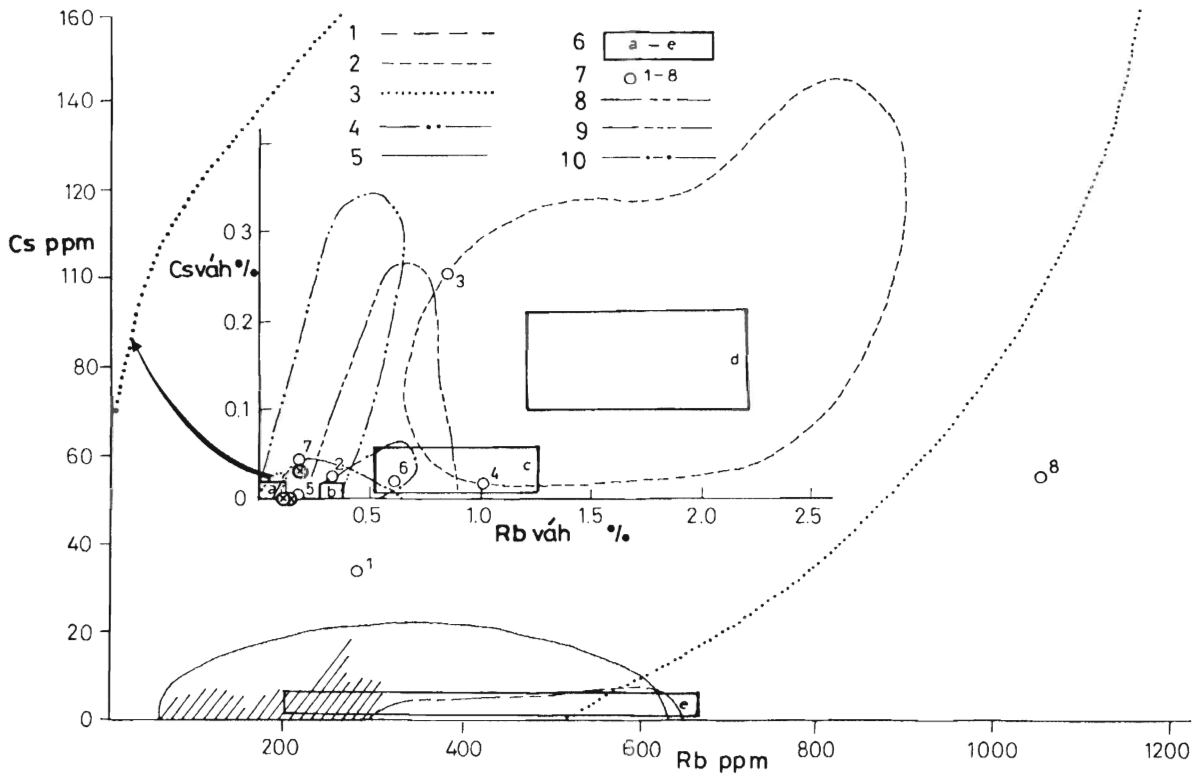
toby je 4240 ppm (Černý et al., 1985). Dokonalejšiu akumuláciu Cs do zvyškovej frakcie taveniny ako Rb zistili mnohí autori nielen v prírodných pegmatitoch (Sosedko, 1961; Gordienko, 1971, 1979; Smith, 1974; Goad a Černý, 1981; Zagorskij et al., 1983; Černý et al., 1985; Shearer et al., 1985, 1992; Šmakin, 1992; Neiva, 1995), ale potvrdili ju aj experimentmi (Carron a Lagache, 1980).

V KŽ pegmatitov tatrika je obsah Cs veľmi nízky a pohybuje sa od hranice stanoviteľnosti <3 ppm do maximálnej hodnoty 300 ppm, pričom je pozitívna korelácia s obsahom Rb. Najvyšší obsah Cs sa zistil v KŽ z PI zo Striebornice (Dávidová, 1994). Napriek tomu, že väčšina vzoriek má obsah Cs pod hranicu stanoviteľnosti, závislosť Rb vs Cs sa sledovala, lebo stupeň diferenciácie pegmatitov vyjadruje veľmi zreteľne (obr. 4). V tomto grafe pole KŽ pegmatitov tatrika zaberá veľmi malú plochu v oblasti jalových pegmatitov. Len tri vzorky zo Striebornice sa umiestnili v poli berylovo-kolumbitového typu, a to do



Obr. 3. K/Rb vs Rb v KŽ pegmatitov v grafe trendu granit - pegmatit. 1 - biotitický granit, 2, 3 - granity, 4 - leukogranit, 5 - 8 pegmatity, 5 - vzácno-zeminový, gadolinitový, 6 - beryl kolumbitový, 7 - komplexný petalitový , 8 - komplexný pegmatit; (Černý et al., 1985). KŽ pegmatitov lokalít, 9 - Connemara (Townend in Smith, 1974), 10 - Landsverk (Taylor et al., 1960), 11 - Věžná (Černý et al., 1984), 12 - Black Hill's (Shearer et al., 1985), 13 - Alijó - Sanfins (Neiva, 1995), 14 - pegmatity z Mongolského Altaja (Šmakin, 1972, 1992). Ostatná legenda ako pri obr. 2.

Fig. 3. Plot of K/Rb vs. Rb for K-feldspars in pegmatites of the Tatricum unit with indication of granite-pegmatite trend. 1 - biotite granite, 2, 3 - granites, 4 - leucogranite and pegmatitic granite, 5 - 8 - pegmatite types: 5 - REE, Gd type, 6 - beryl - columbite type, 7 - complex petalite type, 8 - complex type (Černý et al., 1985). K-feldspars from: 9 - Connemara (Townend in Smith, 1974), 10 - Landsverk (Taylor et al., 1960), 11 - Věžná (Černý et al., 1984), 12 - Black Hill's (Shearer et al., 1985), 13 - Alijó - Sanfins (Neiva, 1995), 14 - pegmatites from Mongolian Altai (Shmakin, 1972, 1992). For additional explanations see also Fig. 2.



Obr. 4. Rb vs. Cs v KŽ. 1 - 4 - polia pegmatitov (Černý et al., 1985); 1 - a 3 - jalové pegmatity, 2 - vzácnoprvkové - spodumenové pegmatity, 4 - berylovo-kolumbitové pegmatity, 5 - pegmatity tatrika (okrem oblasti Striebornice); šrafovaná oblasť zahŕňa 75 % pegmatitov tatrika, 6a-e - (Gordienko, 1970): a - nerudné; b - Be, Nb, Ta; c - Li, Be, Ta; d - Li, Cs, Ta; e - sľudovo-keramické pegmatity, 7 - priemerné hodnoty (Ľachovič, 1972), 1 - sľudové, 2 - vzácnoprvkové KŽ 1. generácie, 3 - vzácnoprvkové KŽ 2. generácie, 4 - vzácnoprvkové s amazonitom, 5 - KŽ 1. generácie, 6 - KŽ 2. generácie z pegmatitov Sajana, 7 - Be kolumbitové pegmatity, 8 - sľudové pegmatity z Mamskej oblasti (Šmakin, 1972), 9 - pegmatity z Mongolského Altaja (Solodov, 1960), 10 - komplexné pegmatity Sibíri (Zagorskij et al., 1983). Ostatná legenda ako pri obr. 2 a 3.

Fig. 4. Plot of Rb vs. Cs in K-feldspars. 1 - 4 - pegmatites (Černý et al., 1985): 1 - 3 - barren pegmatite, 2 - rare-element spodumene pegmatite, 4 - beryl - columbite pegmatite, 5 - pegmatites from the Tatricum unit. Hatched region covers 75 % of the Tatric pegmatites (except Striebornica), 6a-e (Gordienko, 1970): a - nonmetalliferous, b - Be, Nb, Ta, c - Li, Be, Ta, d - Li, Cs, Ta, e - mica - ceramic pegmatites, 7 - average of pegmatites (Ljachovitsch, 1972): 1 - mica, 2 - rare-element K-feldspars of the first generation, 3 - rare-element K-feldspars of the second generation, 4 - rare-element with amazonite, 5 - K-feldspars of the first generation, 6 - K-feldspars of the second generation from the Sayan Mts. pegmatites, 7 - Be - columbite, 8 - feldspar pegmatites; 8 - micaceous pegmatites from Mama area (Shmakin, 1972), 9 - Mongolian Altai (Solodov, 1960), 10 - complex pegmatite, Siberia (Zagorskij et al., 1983). For additional explanations see also Figs. 2 and 3.

najnižšej časti, ktorá sa prekrýva aj s poľom jalových pegmatitov (obr. 4). Umiestnenie poľa pegmatitov tatrika medzi jalové pegmatity spôsobil nielen nízky obsah Cs, ale aj Rb v porovnaní s pegmatitmi iných lokalít. Zo svetových nálezísk majú rovnaký pomer Rb/Cs v KŽ ako pegmatity tatrika len sľudové pegmatity z Mamskej oblasti, z ktorých sa ťažil muskovit, a z Mongolského Altaja (Šmakin a Kosťukova, 1969; Šmakin, 1972). Väčšina KŽ z pegmatitov tatrika má obsah Cs <3 ppm (tab. 1), čo koreluje s obsahom 2,1 ppm Cs v sľudových pegmatitoch Bajkalska (Manujlova et al., 1966) a s Cs <10 v sľudovo-keramických pegmatitoch (Gordienko, 1971).

Ba a Sr patria v procese magmatickej frakcionácie medzi kompatibilné prvky, a preto je ich obsah v KŽ vzácnoprvkových pegmatitov nízky a koncentrujú sa v skorších KŽ, čo potvrdili aj experimenty (Guo a Green, 1989). Ba takýto trend mení až v hydrotermálnom procese, keď jeho koncentrácia rapídne stúpa, ba môžu sa vytvoriť hyalofány. Aj keď koncentrácia Ba a Sr závisí od regiónu (Šmakin et al., 1969; Černý et al., 1984, 1985), teda od zloženia pôvodného protolitu, ich vysoký obsah v KŽ pegmatitov tatrika (tab. 1) potvrdzuje predchádzajúce údaje o slabej diferenciácii týchto pegmatitov.

Množstvo Ba v KŽ pegmatitov tatrika varíruje od 45 do 11 800 ppm (PI) a Sr od 12 (PI) do > 1000 ppm (tab. 1). Prekrývanie sa hodnôt vzťahu medzi Rb a Ba alebo Sr, ktoré pri jednotlivých typoch pegmatitu stanovil Černý et al. (1985), vidno na obr. 5 a 6. Signalizuje, že obsah Ba a Sr pre veľký rozptyl koncentrácie nie je takým hodnoverným ukazovateľom diferenciácie pegmatitového procesu ako Rb a Cs. Napriek veľkému kolísaniu obsahu Ba možno podľa vzťahu Rb vs Ba (obr. 5) zaradiť tatrické pegmatity do triedy jalových pegmatitov a do biotitovo-peristeritovej zóny, ale okrem vzoriek zo (S), ktoré zodpovedajú údajom berylovo-kolumbitového typu. Pomer Ba/Rb je aj indikátorom stupňa frakcionácie (Taylor et al., 1960; Gordienko a Krivovičov, 1978). Pri extrémnej frakcionácii môže jeho hodnota klesnúť na <0,002

(Černý et al., 1985). Vysoká hodnota pomeru Ba/Rb od 0,11 do 120,23 svedčí o slabej frakcionácii pegmatitov v tatriku. Rovnaký okruh vzťahov medzi Ba a Rb v KŽ ako tatrické pegmatity majú iba sľudové pegmatity z Mamskej oblasti (Šmakin, 1972), Mongolského Altaja, Indie a z iných oblastí (Šmakin a Kosťukova, 1969). Pegmatity ostatných známych oblastí sa umiestnili do polí zodpovedajúcich ich typu. Z porovnania údajov Zagorského et al., (1983) o Ba/Rb na odlíšenie vzácnoprvkových pegmatitov s Sn a Ta minerálmi a nerudných pegmatitov jednoznačne vychodí, že pegmatity tatrika zodpovedajú nerudným pegmatitom.

Obdobné vzťahy ako medzi Ba a Rb (obr. 5) možno pozorovať aj pri Sr vs Rb (obr. 6), pri ktorých sa okrem sľudových pegmatitov Mamskej oblasti a Mongolského Altaja do poľa pegmatitov tatrika zaraďujú aj pegmatity z Věžnej, v ktorých sa zistil aj veľký rozptyl hodnôt Ba (40 - 10 000, Černý et al., 1984). Pegmatity tatrika vytvorili samostatné neohraničené pole, ktoré sa prekrýva s hodnotami plutonických granitov a sčasti leží aj mimo poľa granitov. Vzorky zo S opäť zodpovedajú berylovým pegmatitom. Všetky vzácnoprvkové pegmatity svetových nálezísk sa umiestnili mimo grafu (obr. 6).

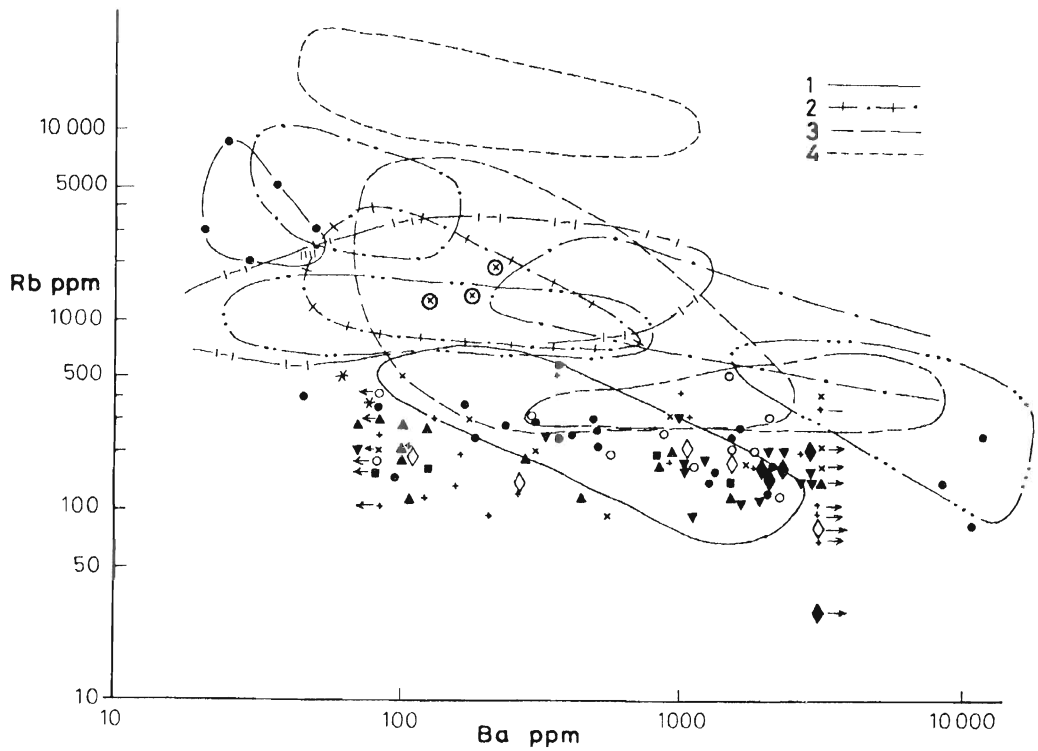
Obdobný výsledok, ktorý poukazuje na nízku diferenciáciu pegmatitov tatrika, vyplýva z porovnania vzťahov K/Rb - Ba, K/Rb - Cs, K/Rb - Sr v KŽ našich pegmatitov s inými (Shearer et al., 1985). Pegmatity zo (S) zodpovedajú vždy berylovo-kolumbitovému typu, kým ostatné - pre rozptýlené hodnoty - konvergujú k jalovým pegmatitom alebo až ku granitoidným horninám, ak nie sú uvedené muskovitové pegmatity.

Aj keď Ga vykazuje veľmi miernu sekvenciu stúpania koncentrácie pri magmatickej diferenciácii, stabilita jeho komplexov vo fluide zaisťuje jeho nahromadenie pri frakcionácii. Nízka koncentrácia v KŽ tatrických pegmatitov (4,2 - 28,8 ppm; tab. 1) nezodpovedá pegmatitom, ale granitoidom (Smith, 1974).

Diskusia

Obsah inkompatibilných a sčasti aj kompatibilných prvkov v KŽ pegmatitov tatrika poukazuje na nízky stupeň frakcionácie pegmatitovej taveniny. Len v niektorých oblastiach (S, PI, MK, MM, D) bola diferenciácia pegmatitového procesu väčšia, avšak aj tá je v porovnaní s inými vzácnoprvkovými pegmatitovými lokalitami pomerne nízka. Na základe pomeru koncentrácie prvkov (K - Rb, K/Rb - Rb, Rb - Cs, Ba - Rb, Sr - Rb) sa prevažná väčšina pegmatitov tatrika zaraďuje medzi slabo diferencované pegmatity sľudovému typu a 1. skupina do abysálneho typu.

Vzácnoprvkovému typu, a to berylovo-kolumbitovému podtypu zodpovedajú len ojedinelé výskyty, pričom sa hranica medzi sľudovými a berylovými pegmatitmi značne prekrýva. Obsahom kompatibilných aj inkompatibilných prvkov pegmatity tatrika zodpovedajú sľudovým pegmatitom známych svetových oblastí, z ktorých sa sľuda ťažila. V po-

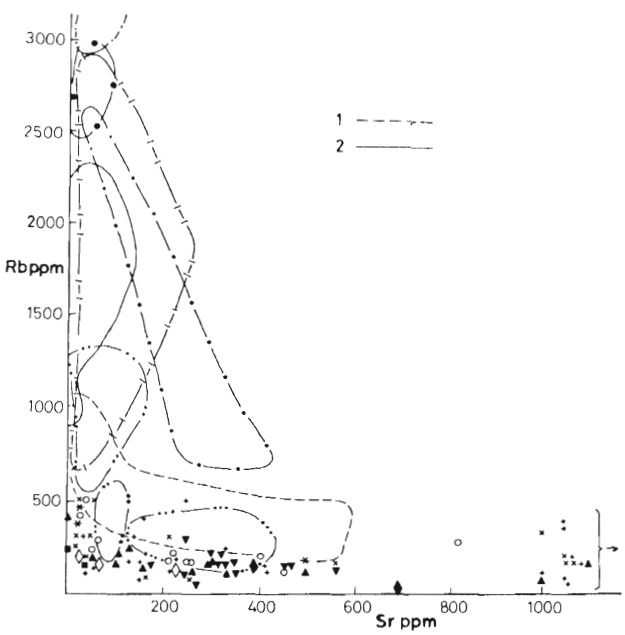


Obr. 5. Ba vs Rb v KŽ pegmatitov tatrika. 1 - jalová zóna, 2 - berylovo-kolumbitová zóna, 3 - biotitovo-peristeritová zóna, 4 - spodumenová zóna pegmatitov (Černý et al., 1985). Ostatná legenda ako pri obr. 2, 3, 4.

Fig. 5. Plot of Ba vs. Rb in K-feldspars from pegmatites of the Tatricum unit. 1 - barren zone, 2 - beryl - columbite, 3 - biotite peristerite, 4 - spodumene zone from pegmatites (Černý et al., 1985). For additional explanations see also Figs. 2, 3 and 4.

rovnaní s diferencovanými vzácnoprvkovými pegmatitmi tatrické obsahujú oveľa menej Cs, Rb a Ga a oveľa viac Ba a Sr. V niektorých vzorkách, hlavne z okrajových zón, alebo z jednoduchých pegmatitov 1. skupiny ich obsah zodpovedá až granitoidným horninám (obr. 2, 3, 6). Nezistil sa ani rast inkompatibilných prvkov od okraja do stredu pegmatitových telies (Dávidová a Dávid, 1981), ako to bolo pri mnohých pegmatitových telesách (Černý et al., 1984, 1985).

Na nízky stupeň frakcionácie pegmatitov tatrika poukazuje aj minerálne zloženie, ktoré charakterizuje prevaha KŽ nad plagioklasom, čo zodpovedá trendu diferenciácie v niektorých západokarpatských granitoidných masívoch (Cambel a Vilinovič, 1987). Okrem bežných pegmatitotvorných minerálov obsahujú tatrické pegmatity niektoré vzácne minerály, ako je beryl a nióbotantaláty. Na ich základe ich možno zaradiť do berylovo-kolumbitovej podtriedy vzácnoprvkových pegmatitov. Táto podtrieda je prvá zo vzácnoprvkových pegmatitov (Černý, 1991a, 1992) a nie je charakteristická vysokým stupňom frakcionácie. Pre vysoký ionizačný potenciál a energiu (Solodov, 1959; London, 1992) beryl a nióbotantaláty kryštalizujú pri nízkej koncentrácii Be, Nb a Ta v kryštalizačnom prostredí. Overilo sa to aj experimentálne (Cemič et al., 1986) a vypočítaním rovnovážnych fázových vzťahov (Barton, 1986). Široké pole stability PT podmienok najmä Be zaisťuje prekrývanie podmienok kryštalizácie berylu v granitoch a v pegmatitoch (London, 1992). Na to aby beryl kryštalizoval treba len 180 ppm Be (Trueman a Černý, 1982). Akcesorický beryl bol zistený v granitoidoch MK (Veselský, 1972; Veselský a Gbelský, 1978). Výskyt berylu v granitoidných horninách tatrika sa dá vysvetliť vyšším obsahom Be (Cambel a Medveď, 1981; Cambel a Vilinovič, 1987), ako uvádza Černý (1991b) pri fertilných granitoch pegmatitov vzácnych prvkov (tab. 2). V pegmatitoch sa beryl môže vylučovať aj na začiatku pegmatitového procesu (Solodov, 1959). Niekedy sa koncentruje v zóne grafického pegmatitu (Solodov, 1960). V primárnych zónach primitívnych a sľudových pegmatitov sa bežne vyskytuje spolu s kolumbitom a tantalitom (Kuzmenko, 1965; Šmakin, 1972; Černý et al., 1985; Shearer et al., 1992; Černý, 1992; Bušev a Koplus, 1992). Kolumbit je známy aj zo slabo diferencovaných pegmatitov bergellskej intrúzie Alp (Wenger a Armbruster, 1991).



Obr. 6. Sr vs Rb v KŽ pegmatitov tatrika s poľami pegmatitov a granitov. 1 - plutonické granity (Rhodes, 1969; Wilson a Coats, 1972), 2 - berylový pegmatit - Venturinha (Correia Neves, 1964, in Černý et al., 1985. Ostatná legenda ako pri obr. 2, 3, 4, 5.

Fig. 6. Plot of Sr vs. Rb in K-feldspars from pegmatites of the Tatricum unit with the fields granites and pegmatites. 1 - plutonic granites (Rhodes, 1969; Wilson and Coats, 1972), 2 - beryl pegmatite - Venturinha (Correia Neves, 1964 in Černý et al., 1985). For additional explanations see also Figs. 2, 3, 4 and 5.

Beryl zistený v pegmatitoch tatrika patrí medzi nízkoalkalické pegmatity, v oblasti NT má dokonca zvýšený obsah Fe a Mg a nióbotantaláty majú prevahu Nb (Uher, 1992). V diferencovaných pegmatitoch sa vyskytujú vysokoalkalické beryly a nióbotantaláty s prevahou Ta (Černý, 1992), pretože Ta má schopnosť prechádzať do fluid a vylučovať sa v diferencovanejších pegmatitoch (Šmakin, 1972; Green, 1995).

Nízky stupeň frakcionácie pegmatitovej taveniny úzko nadväzuje na slabú diferenciáciu materskej magmy, ktorá vznikla anatexiou kôrových sedimentov s obsahom toleitových hornín vrchného plášťa. Prejavilo sa to nepatrnou diferenciáciou základných granitoidných typov tatrika (Hovorka, 1980; Cambel a Petrík, 1982; Cambel et al., 1983; Cambel a Vilinovič, 1987; Kováčik a Kohút, 1991; Kohút a Janák, 1994) a nízkou hodnotou počiatočného pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,705 - 0,708 (Cambel a Petrík, 1982), 0,707 - 0,715 (Bagdasarjan et al., 1982, 1983, 1992), okrem granitoidného komplexu Veľkej Fatry, odkiaľ boli opísané silné diferencované viacfázové intrúzie (Kohút, 1992; Kohút et al., 1996). Granitoidy produkujúce vysoko diferencované pegmatity sú peraluminózne, typu S, s vysokým obsahom inkompatibilných a s nízkym obsahom kompatibilných prvkov (Černý, 1991a). Vznikli prvou anatexiou hornín vrchnej a strednej kôry a ich pegmatity majú regionálnu zonálnosť (Černý et al., 1992). Chemické zloženie, a najmä obsah mikroprvkov v granitoidných horninách niektorých pohorí tatrika nespĺňajú uvedené kritériá (tab. 2), a to hlavne v koncentrácii inkompatibilných prvkov, ako aj vo vzájomnom pomere. Pre celý magmatogénny proces tatrika je charakteristický nízky obsah Cs a Rb a vysoký obsah Ba a Sr. Veľmi slabá frakcionácia pegmatitov sa zistila i na poľskej strane tatrika ZT (Gaweda, 1992, 1995).

Pegmatitované granity s aureolou vzácnoprvkových pegmatitových telies intrudujú po skončení regionálnej metamorfózy na konci orogénnych procesov a vystupujú v nízkotlakových metamorfných sekvenciách najčastejšie vo fácii zelených bridlíc, amfibolitovej, a to v andaluzitovo-cordieritovo-muskovitovej subfácii (Černý, 1991b; Černý et al., 1992). Vrchol metamorfózy v tatriku dosiahol vyšší stupeň, čo sa prejavilo vznikom paragenézy granátu a sillimanitu (Korikovskij et al., 1984; Korikovskij a Putiš, 1986; Janák et al., 1988; Spišiak a Ďuďák, 1990; Vilinovičová, 1990; Dyda, 1990; Janák, 1994). Vďaka vysokej migračnej schop-

Tab. 2
Obsah stopových prvkov v granitoidoch tatrika
Rare element content in the Tatricum granitoids

Pohorie	Rb	Cs	Ba	Sr	Be	K/Rb	Ba/Rb	K/Ba	Citácia
MK	94.4	-	-	209.1	-	-	-	-	Kráľ (1992)
	61 - 200	1.4	69 - 1820	11 - 420		188 - 474	0.3 - 21.9	14.9 - 565.2	Cambel et al. (1981)
Bratislavský masív	83 - 240	0.9 - 1.7	253 - 927	11 - 327	3.5 - 5.9*	192 - 331	1.4 - 10.7	-	Cambel a Vilinovič (1987)
NT	44 - 145	1 - 8	400 - 2090	174 - 560	-	226 - 443	2.5 - 34.8	10.0 - 99.6	Cambel et al. (1983)
ZT	32 - 83	1 - 4	350 - 1480	44 - 600	<3*	290 - 446	6.1 - 25.7	14.9 - 68.6	Cambel et al. (1983)
	98.4	-	-	209.1	-	-	-	-	Kráľ (1992)
ZT+ VT	34 - 100	-	460 - 1780	294 - 654	-	154 - 456	5.3 - 29.7	11.8 - 41.1	Kohút a Janák (1994)
NT	41 - 165	1.2 - 9.1	230 - 3860	20 - 1000	<3 - 4.2*	-	-	-	Gubač et al. (1992)
VF	78 - 108	2 - 8	480 - 1070	151 - 499	-	229 - 390	4.4 - 13.8	20.4 - 86.5	Cambel et al. (1983)
	91 - 121	-	728 - 1057	144 - 519	<3*	234 - 278	0.09 - 8.93	26.1 - 41.9	Kohút (1992)
MM	-	-	199*	197*	6.1*	-	-	-	Cambel a Medveď (1981)
MF	37 - 80	2 - 4	430 - 1290	420 - 910	<3*	286 - 465	6.1 - 21.8	11.9 - 679	Cambel et al. (1983)
PI	67 - 104	2 - 4	620 - 1620	59 - 179	4*	276 - 455	6.0 - 28.4	14.1 - 51.4	Cambel et al. (1983)
PG	137 - 343	8.4 - 15.4	8 - 287	26 - 83	-	117 - 237	0.04 - 1.53	162 - 5402	Černý (1991b)

PG - materské granity vzácnoprvkových pegmatitov
* - hodnoty z práce Cambela a Medveďa (1981

nosti prchavých zložiek, na ktoré sa viažu inkompatibilné vzácne prvky, vzácnoprvkové pegmatity tuhnú vždy ďalej od magmatického zdroja, častejšie v nízkotlakových sekvenciách metamorfovaných hornín (Černý et al., 1985, 1991a, b). Pegmatity tatrika vystupujú prevažne v materských granitoidných horninách, len sčasti v metamorfitoch, a to v migmatitoch a rule, čo tiež poukazuje na slabú diferenciáciu pegmatitovej taveniny.

Záver

Nízky obsah inkompatibilných a vysoký kompatibilných prvkov v KŽ pegmatitov tatrika indikuje slabé procesy frakcionácie pegmatitovej taveniny, a tým vznik slabo diferencovaných pegmatitov, čo nadväzuje aj na slabú diferencovanosť granitoidných hornín niektorých pohorí. Tým je daná aj malá pravdepodobnosť výskytu Li minerálov v pegmatitoch tatrika. Mohli by sa vyskytovať iba v niektorých progresívne slabo metamorfovaných horninách ďaleko od materského granitu, kde sa pri prenikaní mohli superkritické fluidá obohatiť o Li z okolitých hornín. Nedostatok vzácnych prvkov Li, Rb a Cs je alebo dôsledkom ich nízkej koncentrácie v pôvodnom sedimentárne metamorfovanom protolite, z ktorého je odvodená granitová a pegmatitová taveninа, alebo spôsobu anatexie, ktorá bola chudobná na superkritické fluidá, na ktoré by sa vzácne prvky v magmatickom procese viazali. Na nízkom obsahu Li, Rb a Cs, ktorých obsah nezávisí od rozmerov pegmatitových telies, sa prejavil aj slabý stupeň frakcionácie. Podľa obsahu a pomeru stopových prvkov v KŽ a genetickej klasifikácie Černého (1982, 1991a, b, 1992) zaraďujeme pegmatity tatrika takto: Prvá skupina pegmatitov patrí do abysálnej (jalovej) triedy, pre ktorú sú charakteristické podmienky vrchnej amfibolitovej fácie (4 - 9 Kb a 700 - 800 °C). Väčšinu pegmatitov tatrika, a to druhú a časť tretej skupiny, zaraďujeme do muskovitovej triedy zodpovedajúcej podmienkam barovianskej amfibolitovej fácie (5 - 8 Kb v ZK 650 - 580 °C). Ojedinelé telesá tretej skupiny zaraďujeme do berylovo-columbitového podtypu vzácnoprvkovej triedy s pT podmienkami abukuma spodnej amfibolitovej fácie a vrchnej fácie zelených bridlíc (2 - 4 Kb a 650 - 500 °C). Tieto pegmatity zodpovedajú vzácnoprvkovému Be-Nb-Ta podtypu, ktorý bol po prvý raz opísaný z Moravian nad Váhom (Uher, 1991, 1992, 1994). Ani pegmatity s výskytom vzácnych minerálov Nb, Ta a Be nepoukazujú na vysoký stupeň frakcionácie.

Poďakovanie. Za zhotovenie analýz stopových prvkov ďakujem Ing. Streškovi, CSc., Ing. Polakovičovej, CSc., a Ing. Kubovej, a rtg. analýz RNDr. Šamajovej, CSc.

Literatúra

Afonina, G. G., Makagon, V. M. & Šmakin, B. M., 1979: Diagramma strukturnogo sostojanija ščeločnych polevych špatov v rentgenometričeskich koordinatach, expressnaja metodika ego opredelenija. *Izv. Akad. Nauk, Ser. geol., 5, 73 - 82.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. & Veselský, J., 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochron method. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 131 - 140.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. & Veselský, J., 1983: Rezultaty Rb-Sr opredelenij vozrasta metamorfičeskych porod krystaličeskogo kompiexa Malých Karpát. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 387 - 397.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B., Kamenický, L. & Macek, J., 1992: Granitoids of the Malá Fatra and Veľká Fatra Mts.: Rb/Sr isochron geochronology (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 21 - 25.*

Barton, M. D., 1986: Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (BASH) system, with petrologic applications. *Amer. Mineral., 71, 277 - 300.*

Bergholz, I. & Kubanek, F., 1981: Zur Spurenelementverteilung in pegmatitischen K, Na-Feldspäten als Prospektionshilfe am Beispiel Tsaobismund/SWA. *Miner. depos., 16, 1, 31 - 43.*

Borovik-Romanova, T. F., Sosedko, A. F. & Savinova, E. N., 1958: O otnošeniji soderžanij kalija k rubidiju v mineralach iz pegmatitovych žil Kolskovo poluostrova po dannych spektralnogo analyza. *Geochimija, 4, 334 - 341.*

Bušev, A. G. & Koplus, A. V., 1992: Formacionnije tipy, rudonosnost i poiskovije kriterii pegmatitov ščeločnych granitov. *Izv. Akad. nauk, Ser. geol., 4, 127 - 141.*

Cambel, B., Martiny, E. & Pitoňák, P., 1983: Alkalies in the granitoids of the West Carpathians. *Geol. Zbor., 34, 1, 15 - 44.*

Cambel, B. & Medveď, J., 1981: Contents of trace elements in granitoid rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor., 32, 1, 3 - 28.*

Cambel, B., Mickievič, B. F., Veselský, J. & Vilinovič, V., 1981: Alkalies in the granitoid rocks of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 643 - 669.*

Cambel, B. & Petrík, J., 1982: The West Carpathian granitoids: I/S classification and genetic implications. *Geol. Zbor., 33, 3, 255 - 267.*

Cambel, B., Petrík, J. & Vilinovič, V., 1985: Variscan granitoids of the West Carpathians in the light of geochemical - petrochemical study. *Geol. Zbor., 36, 2, 209 - 217.*

Cambel, B. & Vilinovič, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Veda, Bratislava, 247.*

Carron, J. P. & Lagache, M., 1980: Etude experimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins, solutions hydrotermales et liquides silicates dans le system Q - Ab - Or - H_2O a 2 Kbar entre 700 et 800 °C. *Bull. Mineral., 103, 571 - 578.*

Cenič, L., Langer, K. & Franz, G., 1986: Experimental determination of melting relationsships of beryl in the system BeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O between 10 and 25 kbar. *Mineral. Mag., 50, 55 - 61.*

Correia, & Neves, J. M., 1964: Genese des zonar gebauten Beryllpegmatites von Venturinha in geochemischer Licht. Beitr. *Miner. und Petrog., 10, 3, 357 - 373.*

Černý, P., 1982: Anatomy and classification of granitic pegmatites. In: Černý, P. (Ed.): Granitic Pegmatites in Science and Industry. *Mineral. Assoc. Canada, Short Course, Handbook, 8, 405 - 461.*

Černý, P., 1991a: Rare-element Granitic Pegmatites. Part 1: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. *Geoscience Canada reprint, ser., 6, 29 - 47.*

Černý, P., 1991b: Rare-element Granitic Pegmatites. Part 2: Regional to Global Environments and Petrogenesis. *Geoscience Canada reprint, ser. 6, 49 - 62.*

Černý, P., 1992: Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatite in the light of current research. *Appl. Geochem., 7, 393 - 416.*

Černý, P., Goad, B. E., Hawthorne, F. C. & Chapman, R., 1986: Fractionation trends of the Nb and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic Granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *Amer. Mineral., 71, 501 - 517.*

Černý, P., Meintzer, R. E. & Anderson, A. J., 1985: Externe fractionation in rare-element granitic pegmatites: Selected examples of data and mechanisms. *Canad. Mineral., 23, 381 - 421.*

Černý, P., Novák, M. & Chapman, R., 1992: Effects of sillimanite-grade metamorphism an shearing an Nb - Ta oxide minerals in granitic pegmatites: Maršíkov, Northern, Moravia, Czechoslovakia. *Canad. Mineral., 30, 699 - 718.*

Černý, P., Smith, J. V., Mason, R. A. & Delaney, J. S., 1984: Geochemistry and petrology of feldspar crystallization in the Vežná pegmatite Czechoslovakia. *Canad. Mineral., 22, 631 - 651.*

Dávidová, Š., 1970: Draselné živce z pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. et geograf., UC, 19, 177 - 199.*

Dávidová, Š., 1970: Charakteristik der pegmatite der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. XXI, 1, 115 - 137.*

Dávidová, Š., 1978a: Mineralógia a petrografia pegmatitov kryštalinika tatríd. *Mineralia Slov., 10, 127 - 146.*

Dávidová, Š., 1978b: The Grade of order of potassium feldspars of pegmatites in the tatrides. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 275 - 294.*

Dávidová, Š., 1982: Determination of potassium feldspars triclinity degree by means of infrared spectroscopy. *Acta geol. geogr., Univ. Comen., 38, 65 - 82.*

Dávidová, Š., 1994: The genesis of feldspars from pegmatites of the Považský Inovec Mts. *Geol. Carpath., 45, 225 - 238.*

Dávidová, Š. & Dávid, A., 1981: Distribution of some trace elements in feldspars from pegmatites of the Tatrides. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 1, 35 - 54.*

Dyda, M., 1990: Metamorphic processes in paragneisses from the Suchý and Malá Magura Mts. (The Western Carpathians). *Geol. Zbor., 41, 315 - 334.*

Fersman, A. J., 1940: Pegmatity. Tom I: Granitnyje pegmatity. *Izd. AN, SSSR, Moskva, Leningrad, 3, 712.*

Fiala, F., 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žjarského pohoří. *Zbor. prírod. odb. Slov. vlast. múzea, Bratislava, 24 - 27.*

Gaweda, A., 1992: Zespoly mineralne i warunki krystalizacji kompleksu aplikovopegmatytowego z okolic Tomanowej Polskij (Tatry zachodnije). *Archiw. Mineral., 47, 51 - 67.*

Gaweda, A., 1995: Geochemistry and Rb/Sr izochron age of pegmatites from the Western Tatras Mts. (S-Poland). *Geol. Carpath., 46, 2, 95 - 99.*

Gargulák, M. & Vanek, J., 1989: Beryl: prvý nález v pegmatitoch Malých Karpát. *Mineralia Slov., 21, 426.*

Goad, B. E. & Černý, P., 1981: Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River district. Southeastern Manitoba. *Canad. Mineral, 19, 177 - 194.*

Goldsmith, J. R. & Laves, F., 1954: The microcline - sanidine stability relations. Geochem. Cosmochim., *Acta, 5, 1 - 19.*

Gordienko, V. V., 1970: Koncentracia Li, Rb a Cs v kalievom polevom špate i muskovite kak kriterij prognoznoj ocenki redkometalnogo orudenia granitnych pegmatitov. *Zap. všes. min. obšč., 99, 2, 155 - 164.*

Gordienko, V. V., 1971: Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. *Internat. Geol. Review, 13, 134 - 142.*

Gordienko, V. V., 1979: Evolucija vesčestvenogo sostava redkometalnych granitnych pegmatitov i jego vozmožnije pričiny. *Zap. všes. min. obšč., 108, 2, 165 - 181.*

Gordienko, V. V. & Krivovičev, V. G., 1978: Možet li služit Ba/Rb otnošenije v mineralach indikatorom glubinnosti mineralo-obrazovanija? *Zap. všes. min. obšč., 107, 4, 481 - 487.*

Gordienko, V. V., Ponomareva, N. I. & Cybina, N. V., 1972: Povedenie mikroelementov v procese formirovanija sljudonosnych pegmatitov. I. *Meždunar. geochim. kongr., 1971, Kn. 2, 678 - 679.*

Gubač, J. et al., 1994: Geochemický atlas tatridnej časti Nízkych Tatier. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 47.*

Guo, J. & Green, T. H., 1989: Barium partitioning between alkali feldspar and silicate liquid at high temperature and pressure. *Contr. Mineral. Petrol., 102, 328 - 335.*

Hovorka, D., 1980: The West Carpathian crust origin and plutonite formations. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 523 - 535.*

Janák, M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central Western Carpathians: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating of biotite and P-T-t paths. *Geol. Carpath., 45, 293 - 300.*

Janák, M., Kahan, Š. & Jančula, D., 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphism in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 455 - 488.*

Kogan, V. I., Nazvanova, V. A. & Solodov, N. A., 1971: Rubidij i cezij. *Nauka, Moskva, 82.*

Kohút, M., 1992: The Veľká Fatra granitoid pluton - an example of a Variscan zoned body in the Western Carpathians. *Special Vol. IGCP project 276, Bratislava.*

Kohút, M. & Janák, M., 1994: Granitoids the Tatra Mts., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications. *Geol. Carpath., 45, 301 - 311.*

Kohút, M., Carl, C. & Michalko, 1996: Granitoid rocks of the Veľká Fatra Mts. Rb/Sr isotope geochronology (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 47, 2, 81 - 89.*

Kohút, M. & Janák, M., 1994: Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: Field relations and Petrogenetic implications. *Geol. Carpath., 45, 3, 301 - 311.*

Korikovskij, S. P., Cambel, B., Mikloš, J. & Janák, M., 1984: Metamorfism kristalinikuma Malých Karpát: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor., 35, 4, 437 - 462.*

Korikovskij, S. P. & Putiš, M., 1986: Metamorfičeskaja zonalnosť I diaftores v kristalinikume Považskogo Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 2, 115 - 136.*

Kováčik, M. & Kohút, M., 1991: Geochemická a petrologická charakteristika granitoidných hornín východnej časti Veľkej Fatry. *Geol. Práce, Spr., 92, 71 - 88.*

Kowalski, W., 1970: Die Verteilung Einiger Haupt- und Spurenelemente in Feldspäten der Strzegom-Pegmatite. *Freiberg, Forsch, 270, 133 - 150.*

Kráľ, J., 1992: Náčrt evolúcie izotopov stroncia v kryštaliniku tatrika a veporika. *Mineralia Slov., 24, 197 - 208.*

Kuzmenko, M. V., 1965: Tantalonosnije pegmatity i ich roľ v syrjevom baze tantala, 178-193. In: Novye dannye po geologii, geochimii i genesisu pegmatitov. *Nauka, Moskva, 333.*

Ljachovič, V. V., 1972: Redkije elementy v porodoobrazujuščich mineralach granitoidov. *Nedra, Moskva, 199.*

London, D., 1992: The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canad. Mineral., 30, 3, 499 - 540.*

Manujlova, M. M., Petrov, L. L., Rybakova, M. M., Sokolov, J. M. & Šmakin, B. M., 1966: Distribution of alkali - metals and beryllium in pegmatite minerals from the north Bajkalian pegmatite belt. *Geochemistry International, 3, 308 - 321.*

Melentev, G. B., 1965: Albit - lepidolitovij typ granitných pegmatitov - perspektivnij istočník komplexnovo redkometalnogo syrja. In: Novyje danyje po geologii, geochimii i genezisu pegmatitov. *Nauka, Moskva, 194 - 241.*

Mehnert, K. R. & Busch, N., 1981: The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites a criterion for their formation. *N. Jb. Mineral. Abh., 140, 221 - 252.*

Neiva, A. M. R., 1955: Distribution of trace elements in feldspars of granitic aplites and pegmatites from Alijó - Sanfins, northern Portugal. *Mineral. Mag., 59, 35 - 45.*

Oftedal, J., 1961: Remarks an the variable contents of Ba and Sr in microcline from a single pegmatite body. *Nor. Geol., Tidsskr., 41, 271 - 277.*

Pavlišin, V. I. & Vovk, P. K., 1970: Ispolzovanie K/Rb otnošenia dlja ocenki produktivnosti pegmatitovych tel. *Geol. žurn., 30, 6, 84 - 88.*

Petrík, I., Broska, J., Uher, P. & Kráľ, J., 1993: Evolution of the Variscan granitoid magmatism in the Western Carpathian realm. *Geol. Carpath., 44, 265 - 266.*

Petrík, I., Broska, J. & Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism, age, source rock, geotectonic setting and relation to the variscan structure. *Geol. Carpath., 45, 283 - 291.*

Pitoňák, P. & Janák, M., 1983: Beryl - nový minerál nízkotatranských pegmatitov. *Mineralia Slov., 15, 231 - 232.*

Shearer, C. K., Papike, J. J. & Laul, J. C., 1985: Chemistry of potassium feldspars from three - zoned pegmatites Black Hills, Dakota. *Geochem. Cosmochem. Acta, 49, 3, 663 - 673.*

Shearer, C. K., Papike, J. J. & Jolliff, B. L., 1992: Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite - pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *Canad. Miner., 30, 785 - 809.*

Smith, J. V., 1974: Feldspars minerals II. *Springer Verlag (Berlin), 690.*

Soldatos, K., 1962: Über die kryptoperthitische Albit-ausscheidung in mikroklinperthite. *Nordsk. Geol. Tidsskr., 42, 2, 1/2, 180 - 192.*

Solodov, N. A., 1959: Nekotorije zakonomernosti razpredelenija redkich elementov v otčetlivo zonaľnych granitnych pegmatitach. *Geochimija, 4, 316 - 327.*

Solodov, N. A., 1960: Razpredelenije ščelečnych elementov i berilija v mineralach odnogo iz zonaľnych pegmatitov Mongolskogo Altaja. *Geochimija, 8, 726 - 735.*

Solodov, N. A., 1961: Glavnije tipy redkometalnych granitnych pegmatitov. *Trudy in-ta Miner. geochem. i kristalochim. red. element, Moskva, 8, 20 - 84.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P., 1990: The Nízke Tatry Mts. crystalline complex - new facts and interpretation (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor., 41, 377 - 392.*

Sretenskaja, N. G., 1967: Experimentalnoje issledovanije razpredelenija rubidija, talija i svinca v sisteme kalijevyj polevoj špat - voda. *Geochimii redkych elementov, Moskva.*

Šmakin, B. M., 1972: Genetičeskije grupy muskovidnych pegmatitov. *Geol. rud. mestorož., 14, 1, 52 - 59.*

Šmakin, B. M., 1992: Novye dannye po geochimii i mineralogii redkometalnych pegmatitov mestoroždenija Koktogaj (Sinczjan KNR). *Geochimija, 99, 6, 821 - 833.*

Šmakin, B. M. & Kosťukova, E. S., 1969: Geochimija barija i stroncija v muskovitovych pegmatitach vostočnoj Sibiri i Indii. *Geochimija, 10, 1224 - 1237.*

Taylor, S. R., Heier, K. S. & Sverdrup, T. L., 1960: Contribution to the mineralogy of Norway Trace element variation in three generations of feldspars from the Landsverk I pegmatite, Evje, southern Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr., 40, 133 - 156.*

Trueman, D. L. & Černý, P., 1982: Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: Černý, P. (Ed.): Granitic Pegmatites in Science and Industry. *Mineral. Assoc. Canad., 8, 463 - 493.*

Učakin, J. M., Šimanskij, A. A. & Pauler, T. I., 1962: Soderžanie redkich ščeločej v polevych špatach iz pegmatitov. *Geochimia, 8, 673 - 680.*

Uher, P., 1991: Be-Nb-Ta pegmatites - a new type rare-element mineralization in Western Carpathians. *Geol. Carpath., 42, 31 - 33.*

Uher, P., 1992: Vzácnoprvková Be - Nb - Ta mineralizácia v granitových pegmatitoch Západných Karpát. [Dizertačná práca.] *PriF UK, Bratislava, 1 - 180.*

Uher, P., 1994: The variscan West Carpathian granitic pegmatites: Mineralogy paragenesis and relationsship to pegmatite populations in the eastern Alps and Romanian Carpathians. *Geol. Carpath., 45, 5, 313 - 318.*

Uher, P. & Broska, I., 1989: Muskovitický pegmatit s obsahom minerálov vzácnych prvkov pri Moravanoch nad Váhom (Považský Inovec). *Mineralia Slov., 21, 163 - 173.*

Valach, J., 1954: Žulové pegmatity Malých Karpát. *Geol. Zbor., 1, 26 - 58.*

Valach, J. & Gorek, A., 1954: Pegmatity severozápadnej časti Vysokých Tatier. *Geol. Zbor., V., 1 - 4, 93 - 96.*

Veselský, J., 1972: Akzessorische minerale granitoide gesteine der Kleine Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 115 - 131.*

Veselský, J. & Gbelský, J., 1978: Výsledky štúdia akcesorických minerálov granitoidov a pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. geogr., UC, 33, 91 - 111.*

Vilinovičová, Ľ., 1990: Petrogenesis of gneisses and granitoids from the Strážovské vrchy Mts. *Geol. Zbor., 41, 335 - 376.*

Vilinovičová, Ľ., Martiny, E., Toman, B., Medveď, J. & Vilinovič, V., 1986: Structural state and chemical composition of K-feldspars from the granitoid rocks of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor., 37, 2, 203 - 224.*

Vlasov, K. A., 1961: Principy klasifikacii granitnych pegmatitov i ich texturnoparagenetičeskije tipy. *Izv. AN, SSSR, 1, 8 - 29.*

Wenger, M. & Armbruster, T., 1991: Columbite (Fe, Mn) (Nb, Ta)$_2$O$_6$ in the pegmatites of the calc-alkaline Bergell intrusion (southeast Central Alps). *Schweiz. mineral. petrogr. mitt., 71, 349 - 369.*

Wright, T. L., 1968: X-ray and optical study of alkali feldspar II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2Θ values for there reflections. *Amer. Mineral., 53, 88 - 104.*

Zagorskij, V. E., Galkina, T. N., Persikova, L. A., Petrov, L. L., Plotnikova, L. P. & Jarošenko, S. K., 1983: Soderžanije redkych elementov v sľudach i kalijevych polevych špatach kak kriterij ocenki redkometalnych pegmatitov komplexnogo tipa. *Mineral. žurnal, 5, 4, 38 - 46.*

The differentiation degree of the Tatricum pegmatites

K-feldspars represent the main pegmatite mineral in the Tatricum pegmatites. It always dominates over plagioclase. Pegmatites are hosted by crystalline rocks, mostly granitoids and less metamorphic rocks. Granitoids belong prevailingly to the S-type and metamorphic rocks are represented by gneisses and migmatites. Pegmatites form veins, often of irregular shape, locally in lenticular parts attaining maximal width of 10 m. The simplest pegmatite group is built by equigranular aggregates of feldspars, quartz and micas, occasionally with graphic or apographic intergrowths of feldspars and quartz. The second group encompasses zonal pegmatites with primary zones. Beside the equigranular feldspar-quartz-mica zones there are zones of graphic pegmatite, blocky K-feldspar and blocky quartz. The third group contains additional one or two metasomatic zones, i. e. albite (scarcely with Nb, Ta minerals) and quartz - muscovite zones.

K-feldspars from pegmatites are macro- and microperthites. From the genetic viewpoint, they represent exsolution, exsolution - segregation and segregation - metasomatic perthites. K-phase is mostly maximal, less intermediate mic-

rocline. Minor occurrence of intermediate orthoclase to orthoclase have been recorded, too (Fig. 1). Total chemical composition of perthites is 42 - 89 Or, 14 - 52 Ab, 0 - 15 An. The potassium phase in perthites contains 89.73 - 89.08 Or, 1.27 - 10.91 Ab and 0.01 An, while the sodium one 97.43 - 98.40 Ab, 0.49 - 0.76 Or and 0.99 - 1.81 An.

Content of Rb, Cs and Ga is low. However, Ba and Sr content is high compared to fractionated pegmatites from various localities. Concentration of compatible as well as incompatible elements in K-feldspars from the Tatricum pegmatites suggests low fractionation degree of the pegmatite melt. There is only rare evidence of greater differentiation (S, Pl, MK, MM, D), nevertheless, still weaker than that of other, especially rare-element pegmatite types. Content of both compatible and incompatible elements in the parent granitic rocks does not correspond to that of fertile granites of the rare-element (i. e. differentiated) pegmatites. Low Rb, Cs and Ga concentration is due either to low of these elements in sedimentary or metamorphic protolith or to the extent of anatexis.

Genetically the Tatricum pegmatites may be divided according to the content and mutual ratios of the trace elements in K-feldspar (see Figs. 1 - 6) into: the first group to abyssal (barren) class, characterized by pT conditions of upper amhibolite facies. Majority of the pegmatite bodies (i. e. the second group and part of the third group) to muscovite class corresponding to Barrovian amphibolite facies. Infrequently pegmatites of the third group belong to the rare-element type and its beryl - columbite subtype with pT conditions of Abukuma lower amphibolite and greenschist facies.

Mineralia Slovaca, 29 (1997), 149 - 158

Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry

JURAJ MAJZLAN a MARTIN CHOVAN

katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 11. 9. 1996, revidovaná verzia doručená 22. 1. 1997)

Hydrothermal mineralization in the Mlynná dolina valley, Nízke Tatry Mts.

Mineralogical study of ore samples from old ore dumps in Mlynná dolina valley in the Nízke Tatry Mts. enabled to distinguish several mineral associations: arsenopyrite and pyrite with gold, stibnite with gold, chalcopyrite-tetrahedrite, galena-sphalerite, magnetite-tetrahedrite. Their mutual relationship is not clear because the old mine works are not accessible today. The described mineralization is hydrothermal, forming mostly quartz (± Fe carbonate) veins, less frequently impregnations in metamorphic rocks. Quartz-tourmaline rocks represent still another spatially independent mineralization. Graphite forms veinlets in altered rocks or nests in vein quartz. Ore mineralization in the area is reflected also by small amount of gold (up to 15 grains) and/or sulphides in heavy-mineral concentrates from alluvial sediments.

Key words: ore mineralization, Nízke Tatry Mts.

Úvod

Mlynná dolina sa nachádza vo východnej časti ďumbierskej časti Nízkych Tatier (obr. 1). Z ložiskového hľadiska patrí medzi menej známe banské regióny, aj keď na jej území dodnes možno nájsť mnohé zvyšky starých banských diel, ich haldy či pozostatky po primitívnom zhutňovaní rúd priamo na mieste ťažby. Z ložiskového a metalogenetického hľadiska sa Mlynnej doliny dotýkal výskum Andrusova et al. (1951), Turana (1961) a Stankoviča (1976). Pulec et al. (1983) aj túto oblasť overili rozsiahlou šlichovou prospekciou. Niektoré horninové typy kryštalinika Mlynnej doliny bližšie opisuje Krist et al. (1988). Mineralogické práce zhrnuté v tejto práci sa vykonávali v rámci projektu geologickoprieskumných prác fy Envigeo, s.r.o. (Michálek, 1994).

Geologické a ložiskové pomery

Mlynnú dolinu budujú prevažne telesá ruly a migmatitu (Biely ed., 1992). Sporadicky tu vystupujú drobné telesá amfibolitov a lamprofýrov. V severnom ukončení doliny, už mimo študovaného územia, vystupujú anaktektické granity typu Králička (Dupej a Siegl, 1984). Mezozoické súbory subauchtónneho obalu a allochtónnych príkrovových jednotiek sú v súvislom pruhu v ústí Mlynnej doliny alebo sú zavrásnené a zaklesnuté do hornín kryštalinika.

O mocnosti, sklone a smere hydrotermálnych žíl nie sú údaje. Už na začiatku päťdesiatych rokov boli banské práce zavalené (Andrusov et al., 1951) a smer žíl sa dal odhadnúť iba v priebehu banských prác v teréne. Podľa toho ide väčšinou o žily smeru V-Z, v menšej miere smeru S-J, pričom žily alebo žilné pásma smeru V-Z sa kulisovite opakujú (obr. 1). Banské práce mali malý rozsah alebo išlo len o prieskumné diela. Predmetom nášho štúdia boli rudné vzorky z výskytu Hviezda, Uhlisko, Valachovo, Hviezda-juh, Brezina, Brestová a Žľab (obr. 1). V Mlynnej doline je známych aj niekoľko výskytov sideritovo-barytovej mineralizácie so sulfidmi Cu (Hlinka, Veľký Gápeľ, Zelenská Mlynná). Mineralogické zhodnotenie tejto mineralizácie bude predmetom iného článku (Ozdín, in prep.).

Metodika práce

Vzorky z haldového materiálu starých opustených baní sa študovali makroskopicky a mikroskopicky. Sulfidy sa analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore JEOL JXA-840A (CLEOM PriFUK) a JEOL SUPERPROBE 733 (GS SR) za podmienok: 20 kV, 15 nA, štandardy: Cu, Fe, S - chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit, As - GaAs, kovové Sb, Bi, Ag, Au a Zn. Rtg. difrakčné záznamy sa získali na prístroji DRON VM-1 (GÚ PriFUK) za podmienok: Cu/Ni, 35 kV, 25 mA. Manometrická analýza karbonátov sa vykonala v GÚ PriFUK. Odraznosť opakových minerálov sa merala na mikroskope Leitz (ELTE, Budapešť) od 400 do 700 nm s krokom 10 nm, štandard SiC (Zeiss, 860); použila sa oprava na parazitické svetlo. Objektív použitý na meranie odraznosti krupkaitu (Epiplan Neofluor) mal parametre 20x/0,5. Zobrazené disperzné krivky odraznosti (obr. 4) predstavujú namerané údaje zhladené metódou najmenšieho súčtu štvorcov.

Šlichy sa odoberali z aluviálnych sedimentov v kroku asi 250 m. Frakcie < 0,16 mm a 0,5 - 0,16 mm sa hodnotili pod binokulárom.

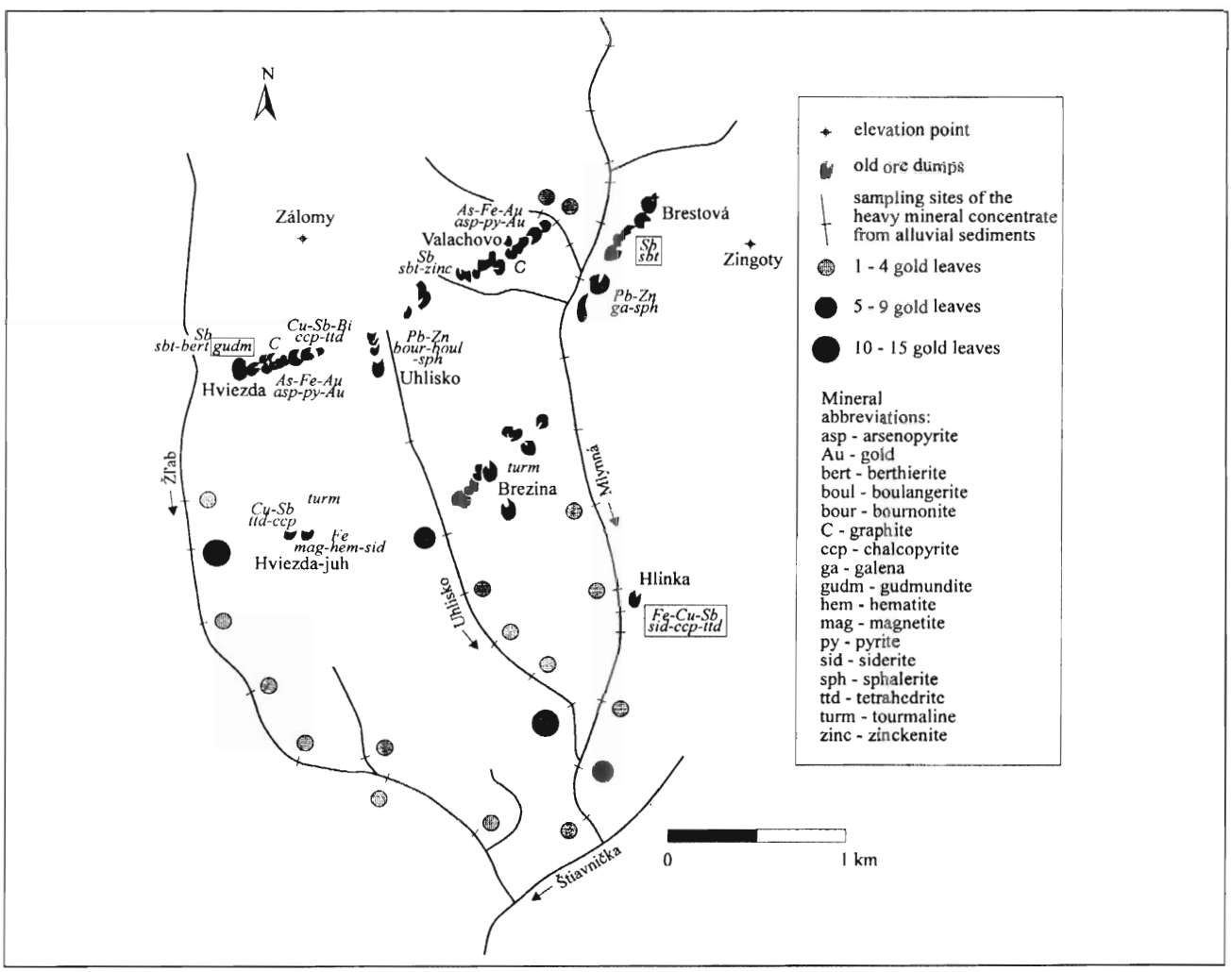
Výsledky mineralogického výskumu

Šlichová prospekcia

V aluviálnych sedimentoch tokov v širšej oblasti Mlynnej doliny sa sledoval obsah ťažkých minerálov, predovšetkým Au, rumelky a scheelitu. V celkovom počte 38 odobratých šlichov (obr. 1) sa zistilo max. 15 zlatiniek v šlichu (Majzlan, 1996). Au vytvára nepravidelné hrudkovité zrná a v dolnej časti toku aj pliešky. Väčšina zlatiniek (80 %) sa zistila vo frakcii pod 0,16 mm. Au sa zistilo v sedimentoch priamo pod rudnými haldami. Jeho neprítomnosť v strednej časti toku Mlynnej doliny sa vysvetľuje nevhodnými podmienkami na sedimentáciu ťažkých minerálov (veľký spád toku). Scheelit je v šlichoch bežný, v UV svetle má modrú luminiscenciu. Zvýšený obsah (do 110 zŕn) sme zaznamenali v dolnej časti toku, kde sú priaznivé podmienky na sedimentáciu. Zriedka sa v šlichoch vyskytovala rumelka, apatit, zirkón, rutil, granáty, xenotím, ilmenit, titanit, sillimanit a anatas. Naproti tomu bol častý pyrit, a najmä hematit, ktorý sa zistil aj v úlomkoch v kremenno-spekularitových žilách v rule. Časté sú aj dymovohnedé stĺpčekovité kryštály turmalínu. Epidot je bežný, ale len v malom množstve. O blízkosti primárneho zdroja mineralizácie svedčí prítomnosť veľkých zŕn chalkopyritu, príp. ďalších sulfidov v šlichoch a drobné zrnká zelených sekundárnych minerálov Cu. Magnetit je v malom množstve bežný. Až 60-krát vyšší obsah magnetitu oproti priemeru z ostatných šlichov (0,43 g) sa zistil vo vzorke z potoka Štiavnička pri jz. okraji obce Bystrá.

Primárne minerály

Arzenopyrit je bežný na všetkých lokalitách okrem Brestovej. Zistilo sa jeho niekoľko typov: 1. jemnozrnné



Obr. 1. Mapa širšieho okolia Mlynnej doliny s lokalizáciou starých rudných háld. Obsah Au v šlichoch znázorňujú krúžky. Zistené minerálne asociácie a hlavné kovové prvky sú naznačené na mape kurzívou, asociácie zistené inými autormi (Andrusov et al., 1951; Turan, 1961; Stankovič, 1976) sú v obdĺžnikovom rámčeku.

Fig. 1. Schematic map of the Mlynná dolina valley with localization of the old ore dumps. Gold content in the heavy mineral concentrates in alluvial sediments indicated by circles. The determined mineral associations with the principal metals are written in italics, those determined by other authors (Andrusov et al., 1951; Turan, 1961; Stankovič, 1976) are in a rectangular frame.

agregáty zložené z drobných idiomorfných kryštálov, ktoré impregnujú okolité horniny spolu so zriedkavejším pyritom alebo sa nachádzajú na tenkých kremenných žilkách. Jednotlivé kryštály sú chemicky zonálne (obr. 2A), 2. hypidiomorfné alebo idiomorfné kryštály arzenopyritu s pyritom a Au v kremeni alebo v K živci (Valachovo), do 2 mm veľké, chemicky homogénne (tab. 1, anal. 10; obr. 2B), 3. idiomorfné alebo kostrovité metakryštály v tetraedrite (Valachovo).

Pyrit je v malom množstve bežný. Najstarší pyrit sprevádza jemnozrnné agregáty a impregnácie arzenopyritu v hydrotermálne premenených horninách. Kataklázované zrná pyritu sa vyskytujú spolu s hrubozrnným arzenopyritom v kremeni (Hviezda, Valachovo). Pyrit tvorí hypidiomorfné kryštály v antimonite (Valachovo), vzácne sa vyskytuje v magnetitovo-tetraedritovej mineralizácii s Fe karbonátom (Hviezda-juh), ale s magnetitom ani hematitom sa neprerastá. V galenitovo-sfaleritovej mineralizácii (Brestová) vytvára idiomorfné až hypidiomorfné kryštály v sfalerite, galenite alebo v kremeni. Prevládajúcim tvarom na kryštáloch je pentagonálny dodekaéder. Vytvára aj metakryštály v antimonite (Hviezda), galenite a v staršom pyrite (Brestová). Je jediným rudným minerálom na karbonátovo-kremenných žilkách v mezozoických sedimentárnych horninách z ľavostranného prítoku Žľabu.

Rutil je bežný. Je súčasťou okolitých alterovaných hornín, kde kopíruje obrysy šupinkovitých minerálov, pravdepodobne pôvodného biotitu, z ktorého mohol vzniknúť pri hydrotermálnej alterácii. Vyskytuje sa aj na kremenných žilách a sprevádza arzenopyrit a pyrit. Zatláča arzenopyrit (Valachovo; obr. 2D). Bol identifikovaný semikvantitatívnou analýzou metódou EDS (Valachovo), ktorá určila len Ti, a meraním odraznosti (Hviezda), ktoré potvrdilo zhodu nameraných disperzných kriviek odraznosti s tabelovanými krivkami rutilu (Criddle a Stanley, 1993).

Spolu s rutilom sa vyskytuje minerál, ktorý sa opticky orientačne určil ako ilmenit.

Zlato je zriedkavé. Tvorí inklúzie v arzenopyrite alebo vniká do trhlín v kataklázovaných kryštáloch arzenopyritu (Valachovo; obr. 2B, tab. 2, anal. 1) a nachádza sa na trhlinách arzenopyritu, ktoré vyhojuje tetraedrit (Hviezda; obr. 2C, tab. 2, anal. 3). Na Valachove sa vyskytuje ako inklúzie v antimonite (tab. 2, anal. 2) alebo v pyrite. Zistili sa len zlatinky mikroskospických rozmerov (max. 90 μm, obr. 3). Podľa Turana (1961) sa veľkosť zlatiniek z Valachova pohybovala od 10 do 70 μm. Zlatinky majú vysokú rýdzosť (tab. 2), a to bez ohľadu na minerálnu asociáciu.

Antimonit sa vyskytuje na lokalite Valachovo a Hviezda v podobe masívnych jemnozrnných až strednozrnných agregátov spolu s kremeňom a s malým množstvom pyritu na žilách presekávajúcich okolité horniny naprieč smeru ich bridličnatosti (Hviezda). Na Valachove sú kusy antimonitovo-kremennej žiloviny až dm rozmerov. Zistila sa na nich niekoľko cm mocná vrstva produktov zvetrávania antimonitu z Sb okrov a zŕn kremeňa. Miestami možno v masívnom antimonite, a najmä v kremeni makroskopicky pozorovať kryštály antimonitu dlhé do 1 cm. V mikroskope je pre antimonit charakteristická dlaždicovitá štruktúra. Antimonit nesie stopy deformácie, tlakové

Tab. 1
Reprezentatívne rtg. mikroanalýzy sulfidov z rudných výskytov v Mlynnej doline
Representative X-ray microanalyses of sulphides from the ore occurrences in the Mlynná dolina valley

Anal. No		1	2	3	4	5	6	7	8	9		10
Number of analyses		3	2	3	1	1	2	1	1	3		6
Fe		0.15	0.12	0.55	0.32	2.34	11.20	0.33	2.63	4.66	Fe	36.09
As		-	-	-	0.00	-	-	0.00	3.95	1.74	Ni	0.34
Sb		2.51	2.41	6.07	26.40	26.17	35.13	24.85	22.79	30.79	Co	0.45
S		18.31	17.32	17.15	19.52	20.49	25.33	20.64	24.94	25.11	As	42.33
Se		-	1.20	1.20	-	1.06	0.38	-	-	-	Sb	0.18
Ag		0.01	0.00	0.42	0.25	0.04	0.01	0.00	1.16	0.13	Au	0.08
Bi	wt.%	55.96	59.69	40.53	0.31	11.08	25.79	0.00	1.98	0.18	S	20.22
Hg		-	-	-	-	-	-	-	-	0.05		
Zn		-	-	-	-	-	-	0.23	4.27	1.74		
Cu		4.46	4.07	1.20	0.31	0.35	0.16	11.72	38.40	38.55		
Pb		18.65	14.75	32.30	53.48	37.54	0.59	41.88	-	-		
Σ		100.05	99.55	99.41	100.59	99.07	98.57	99.65	100.12	101.36	Σ	99.69
Fe		0.27	0.22	1.00	0.52	3.65	14.20	0.48	2.68	4.75	Fe	34.79
As		-	-	-	0.00	-	-	0.00	3.00	0.11	Ni	0.31
Sb		2.01	1.98	5.06	19.74	18.70	20.42	16.41	10.67	14.39	Co	0.41
S		55.86	54.12	54.45	55.44	55.60	55.93	51.75	44.33	44.58	As	30.42
Se		-	1.52	1.54		1.17	0.34	-	-	-	Sb	0.08
Ag		0.01	0.00	0.40	0.22	0.03	0.01	0.00	0.61	0.07	Au	0.02
Bi	at.%	26.19	28.62	19.77	0.14	4.61	8.73	0.00	0.54	0.05	S	33.96
Hg		-	-	-	-	-	-	-	-	0.02		
Zn		-	-	-	-	-	-	0.28	3.72	1.51		
Cu		6.86	6.41	1.92	0.45	0.48	0.17	14.83	34.44	34.53		
Pb		8.80	7.13	15.87	23.50	15.76	0.20	16.25	-	-		

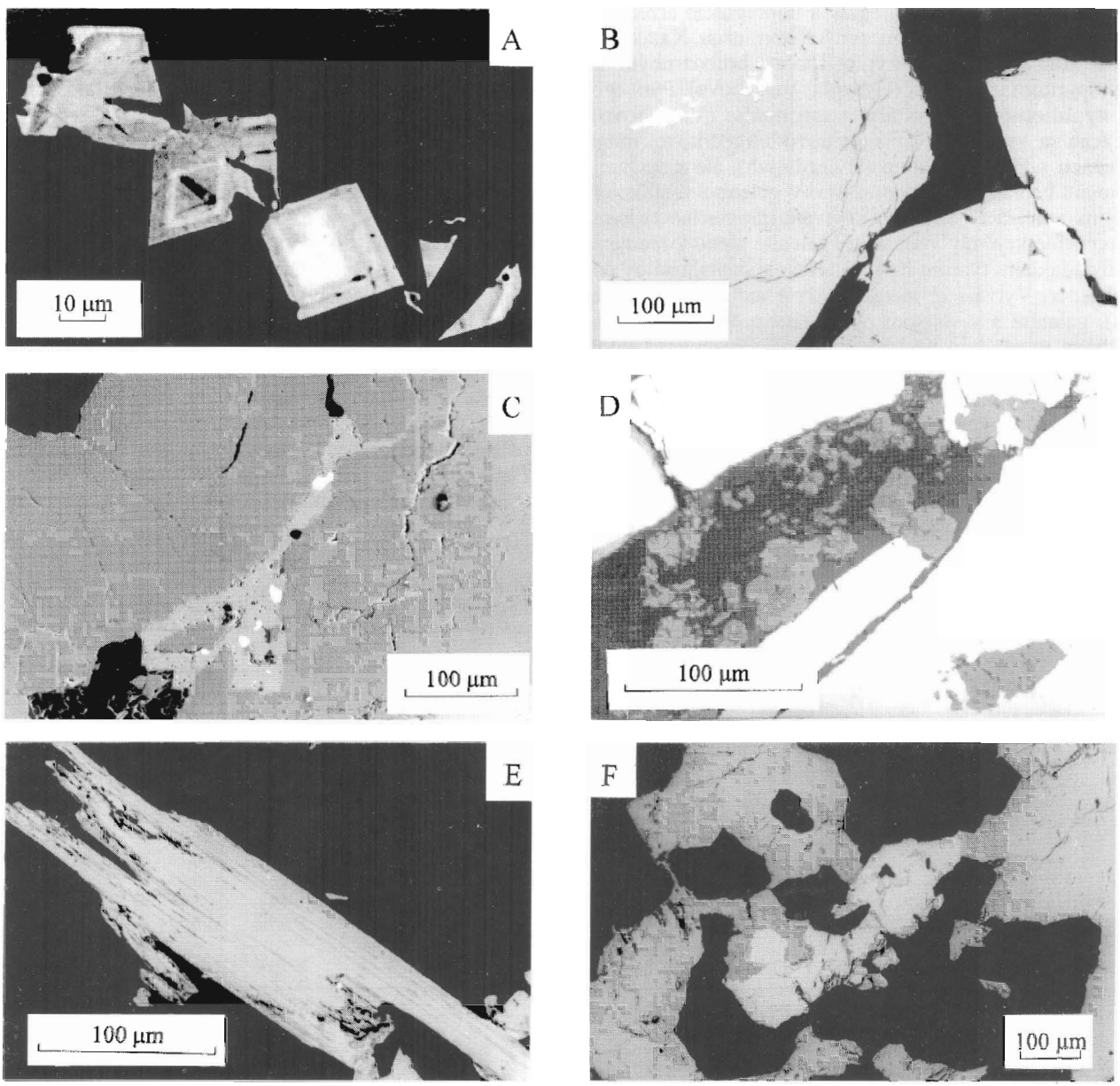
1 - krupkaite, 2 - gladite, 3 - kobellite, 4 - boulangerite, 5 - Bi jamesonite, 6 - Bi berthierite, 7 - bournonite, 8, 9 - tetrahedrite, 10 - arsenopyrite

dvojčatné lamely často prechádzajú cez celý nábrus, nerešpektujúc ohraničenie jednotlivých zŕn. Jemnozrnný aj hrubozrnný antimonit má dlaždicovitú štruktúru. Jemnozrnný antimonit pravdepodobne vznikal rekryštalizáciou. Veľké zrná undulózne zhášajú.

Berthierit je zriedkavý. Prerastá sa s antimonitom a spolu zatláčajú karbonát (Hviezda). V odrazenom svetle je biely s nádychom do hnedoružova. Má rovnakú odraznosť ako antimonit, výrazný dvojodraz aj anizotropiu. Farebný efekt anizotropie sa prejavuje sýtejšími farbami ako v antimonite. Identifikáciu potvrdila rtg. mikroanalýza.

Bi berthierit sa zistil v tetraedrite (Hviezda). Myrmekiticky sa prerastá s horobetsuitom (obr. 6C). Podľa rtg. mikroanalýz patrí prechodným členom medzi berthieritom a garavellitom (tab. 1, anal. 6).

Pb-Sb sulfosoli sú zriedkavé. Ich drobné ihlice z Uhliska patria vysoko olovnatým Pb-Sb sulfosoliam (boulan-



Obr. 2. A - Chemicky zonálne kryštály arzenopyritu z impregnačnej mineralizácie, SEM, B - chemicky homogénne kryštály arzenopyritu (sivý) s inklúziami Au (biele) v čiernom kremeni, SEM, C - kataklázované kryštály arzenopyritu (tmavosivý), trhliny vypĺňa tetraedrit (svetlosivý) a Au (biele), čierny je kremeň, SEM, D - rutil (sivý) v kremeni (čierny) zatláča arzenopyrit (biely), SEM, E - ihlica boulangeritu v kremeni, SEM, F - zinckenit (biely) v antimonite (sivý) a kremeni (čierny), SEM.

Fig. 2. A - Chemically zoned arsenopyrite crystals from impregnation mineralization, SEM, B - homogeneous arsenopyrite (gray) crystal with gold (bright) inclusion in quartz (black), SEM, C - crushed arsenopyrite (dark gray) crystals, the fractures are filled by tetrahedrite (light gray) and gold (bright), quartz is black, D - rutile (gray) in quartz (black) replaces arsenopyrite (white), SEM, E - boulangerite needle in quartz, SEM, F - zinckenite (white) in stibnite (gray) and quartz (black), SEM.

gerit; obr. 2E, tab. 1, anal. 4). Spolu s boulangeritom sa vyskytujú drobné izometrické zrná bournonitu.

Zrnká sulfosolí bielej farby s výraznou anizotropiou na žilkách spolu s chalkopyritom pretínajúcich antimonitový agregát z Valachova patria členom s vyšším obsahom Sb (zinckenit; obr. 2F). Zinckenit bol identifikovaný v odrazenom svetle a rtg. mikroanalýzou.

Bournonit sa zistil na Uhlisku (tab. 1, anal. 7) ako zrnká spolu s boulangeritom.

Chalkopyrit je bežný na Hviezde a zriedkavý na ostatných lokalitách. Na lokalite Hviezda sa vyskytuje ako zlatožlté zrná kovového lesku veľké niekoľko cm v kompaktnom bielom kremeni. Uzatvára pyrit, arzenopyrit, drobné inklúzie sfaleritu a Cu-Pb-Bi sulfosolí. Často sa prerastá s tetraedritom a spolu s ním preniká pozdĺž hraníc zŕn antimonitu v podobe žiliek (Hviezda). Drobné ružové inklúzie v chalkopyrite na základe ich optických vlastností v odrazenom svetle pokladáme za bornit. Disperzné krivky odraznosti namerané na vzorke z Hviezdy (Majzlan, 1996) sa takmer úplne zhodujú s tabelovanými údajmi (Criddle a Stanley, 1993).

Na Brestovej je chalkopyrit v malom množstve bežný, a to v podobe inklúzií v galenite a na kontakte galenitu a sfaleritu.

Na všetkých opisovaných výskytoch je bežné zatláčanie chalkopyritu covellínom.

Tetraedrit je hojný na Hviezde spolu s chalkopyritom v kremennej žilovine. Zhluky čiernych zŕnok s kovovým leskom sú veľké maximálne niekoľko mm. Vyhojuje pukliny v silne kataklázovaných zrnách pyritu a arzenopyritu (Hviezda). Nachádzajú sa v ňom myrmekity Bi jamesonitu (Valachovo), Bi berthieritu a horobetsuitu (Hviezda). Tetraedrit z Hviezdy (tab. 1, anal. 9) a z lokality Hviezda-juh (tab. 1, anal. 8) sa chemickým zložením výrazne odlišujú. Kým tetraedrit z Hviezdy, ktorý sa prerastá s minerálmi Bi, má veľmi nízky obsah Bi, Ag, As a Fe v ňom prevláda nad Zn, tetraedrit z lokality Hviezda-juh má zvýšený obsah Bi, Ag a As a pomer Fe a Zn je opačný (prevláda Zn).

Na Brestovej je tetraedrit vzácny. V niekoľkých vzorkách sa nachádza v podobe drobných alotriomorfných zŕn v kremeni. Uzatvára sfalerit a je zatláčaný pyritom.

Bi jamesonit sa na Hviezde vyskytuje ako zrná a myrmekity v tetraedrite (obr. 6A, B). Rtg. mikroanalýzou (tab. 1, anal. 5) sa zistilo, že sú blízke jamesonitu so zvýšeným obsahom Bi.

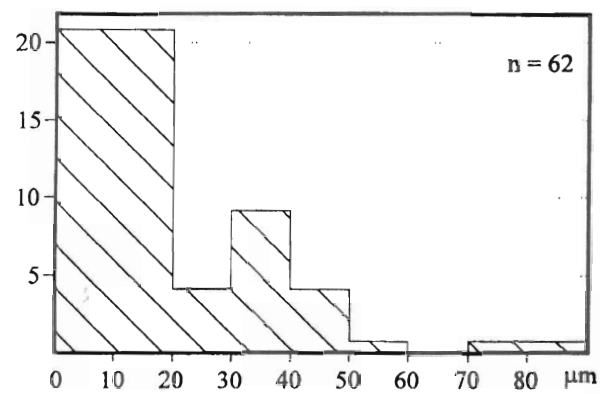
Tab. 2
Rtg. mikroanalýzy Au z rudných výskytov v Mlynnej doline (hm. %)
X-ray microanalyses of gold from the Mlynná dolina valley (wt. %)

	1	2	3
Au	97.49	96.97	96.33
Ag	2.74	3.05	0.80
Bi	0.43		
Hg		0.17	0.47
Cu	0.07		0.52
Te	0.17	0.02	0.05
Sb		0.08	0.05
Σ	100.90	100.29	98.18

Cu-Pb-Bi sulfosoli sa zistili na Hviezde. Vytvárajú samostatné alotriomorfné zrná veľké do 1 cm alebo ihlice v kremeni a chalkopyrite. V odrazenom polarizovanom svetle majú bielu farbu s krémovým odtieňom, výrazný dvojodraz a anizotropiu. Meranie odraznosti na zrnách určených pomocou elektrónového mikroanalyzátora ako krupkait poskytlo hodnoty blízke krupkaitu (obr. 4, tab. 3). Väčšinou sú chemicky homogénne (BSE), identifikované na základe bodových chemických analýz (tab. 1, anal. 1, 2), podľa ktorých sa najviac blížia teoretickému zloženiu krupkaitu a gladitu (obr. 5A).

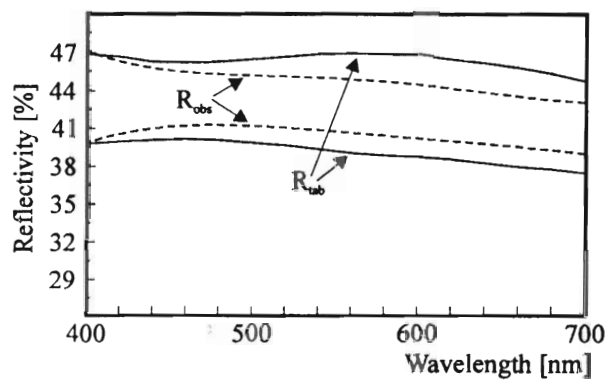
Zistili sa aj zrná chemicky nehomogénnych Cu-Pb-Bi sulfosolí (BSE). Podľa bodových chemických analýz (tab. 1, anal. 3) a prepočtu na kryštalochemický vzorec (Zakrzewski a Makovicky, 1986) patria do homologického radu kobellitu s číslom homológu N = 2 (obr. 5B). Podľa pomeru Bi/Sb ide o kobellit.

Horobetsuit sa prerastá s tetraedritom, vytvára žilky v Bi berthierite (obr. 6C) a lemuje okraje jeho zŕn (Hviez-



Obr. 3. Veľkosť zlatiniek v Mlynnej doline meraná na nábrusoch rudných vzoriek.

Fig. 3. Gold grain size in the Mlynná dolina valley measured in the polished section of the ore samples.



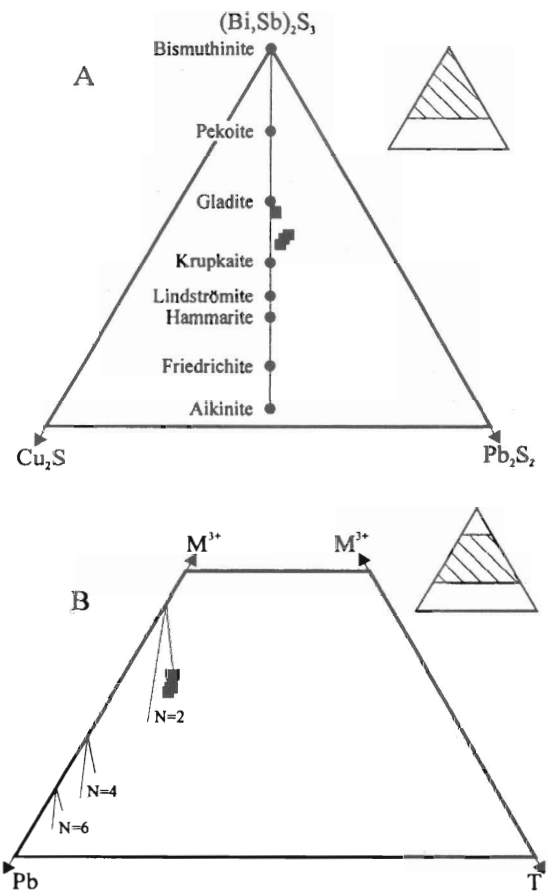
Obr. 4. Disperzné krivky odraznosti krupkaitu z Mlynnej doliny porovnané s tabelovanými údajmi (Criddle a Stanley, 1993).

Fig. 4. Reflectance curves of krupkaite from Mlynná dolina valley compared to the tabulated values (Criddle and Stanley, 1993).

Tab. 3
Odraznosť krupkaitu
Krupkaite reflectance

WL	Rmin	Rmax	WL	Rmin	Rmax	WL	Rmin	Rmax	WL	Rmin	Rmax
400	42.84	47.23	470	42.64	45.72	550	42.03	45.27	630	40.93	44.19
410	42.38	46.25	480	42.49	45.42	560	41.90	45.02	640	40.74	43.90
420	42.60	46.47	490	41.64	44.96	570	41.34	44.79	650	40.43	43.57
430	43.10	46.48	500	41.56	44.97	580	41.56	45.14	660	40.54	43.47
440	43.04	46.03	510	41.95	45.43	590	41.27	44.65	670	40.62	43.68
450	42.16	45.57	520	41.53	44.94	600	40.72	43.89	680	40.22	43.29
460	41.99	45.06	530	41.87	45.44	610	40.74	43.98	690	40.44	42.97
			540	41.42	44.92	620	41.24	44.78	700	40.28	43.18

WL - vlnová dĺžka v nm
WL - wavelenght in nm



Obr. 5. A - trojuholníkový diagram s vyznačením zloženia Cu-Pb-Bi sulfosolí z Mlynnej doliny (štvorce) a fáz bizmutínovo-aikinitového radu (krúžky), B - trojuholníkový diagram s vyznačením zloženia kobellitu z Mlynnej doliny (štvorce) a členov homologického radu kobellitu s N = 2, 4, 6 (Zakrzewski a Makovicky, 1986). T = Ag^+, Cu^+, Cu^{2+}, Fe^{2+}; M^{3+} = Sb^{3+}, Bi^{3+}.

Fig. 5. A - Composition of Cu-Pb-Bi sulfosalts from Mlynná dolina valley (squares) compared to the known phases of the bismuthinite-aikinite series (circles), B - composition of kobellite from Mlynná dolina valley (squares) compared to the kobellite homologues with N = 2, 4, 6 (Zakrzewski and Makovicky, 1986). T = Ag^+, Cu^+, Cu^{2+}, Fe^{2+}; M^{3+} = = Sb^{3+}, Bi^{3+}.

da). V odrazenom svetle má bielu farbu, výrazný dvojodraz a anizotropiu. Bol identifikovaný rtg. mikroanalýzou. Odraznosť má veľmi blízku odraznosti antimonitu.

Chalkostibit vytvára žilky spolu s metakryštálmi pyritu v tetraedrite (Hviezda). V odrazenom svetle je biely, oproti okolitému tetraedritu má modrastý odtieň, vyššiu odraznosť a je výrazne anizotropný.

Galenit je so sfaleritom prevládajúcim minerálom Brestovej. Vytvára veľké alotriomorfné zrná alebo krátke žilky. Preniká pomedzi zrná kremeňa a cez alterované zóny.

Sfalerit je spolu s galenitom hlavným minerálom polymetalických žíl Brestovej. Vytvára drobné jemnozrnné agregáty (do 1 cm) hnedej farby a žilky spolu s galenitom v kremeni. Prerastá sa s galenitom (obr. 6D), uzatvára ho a sám je ním uzatváraný. Uzatvára idiomorfné kryštáliky pyritu, s ktorým pravdepodobne kryštalizoval súčasne. Krátke žilky sfaleritu prenikajú okoložilnými alterovanými horninami.

V malom množstve je bežný na Hviezde a vytvára tam drobné inklúzie v chalkopyrite.

Vo vzorke z Uhliska sa našlo veľké zrno sfaleritu tmavohnedej farby, ktoré uzatvára množstvo drobných oválnych inklúzií chalkopyritu.

Hematit je jedným z hlavných rudných minerálov lokality Hviezda-juh, ale je menej hojný ako magnetit. Vzácne tvorí väčšie čiastočne alebo úplne mušketovitizované šupinky (obr. 6D). Väčšinou sú lamely hematitu uzatvorené v zrnách magnetitu. Spekularit je častý na puklinách hornín a v žilnom bielom kremeni (Brezina).

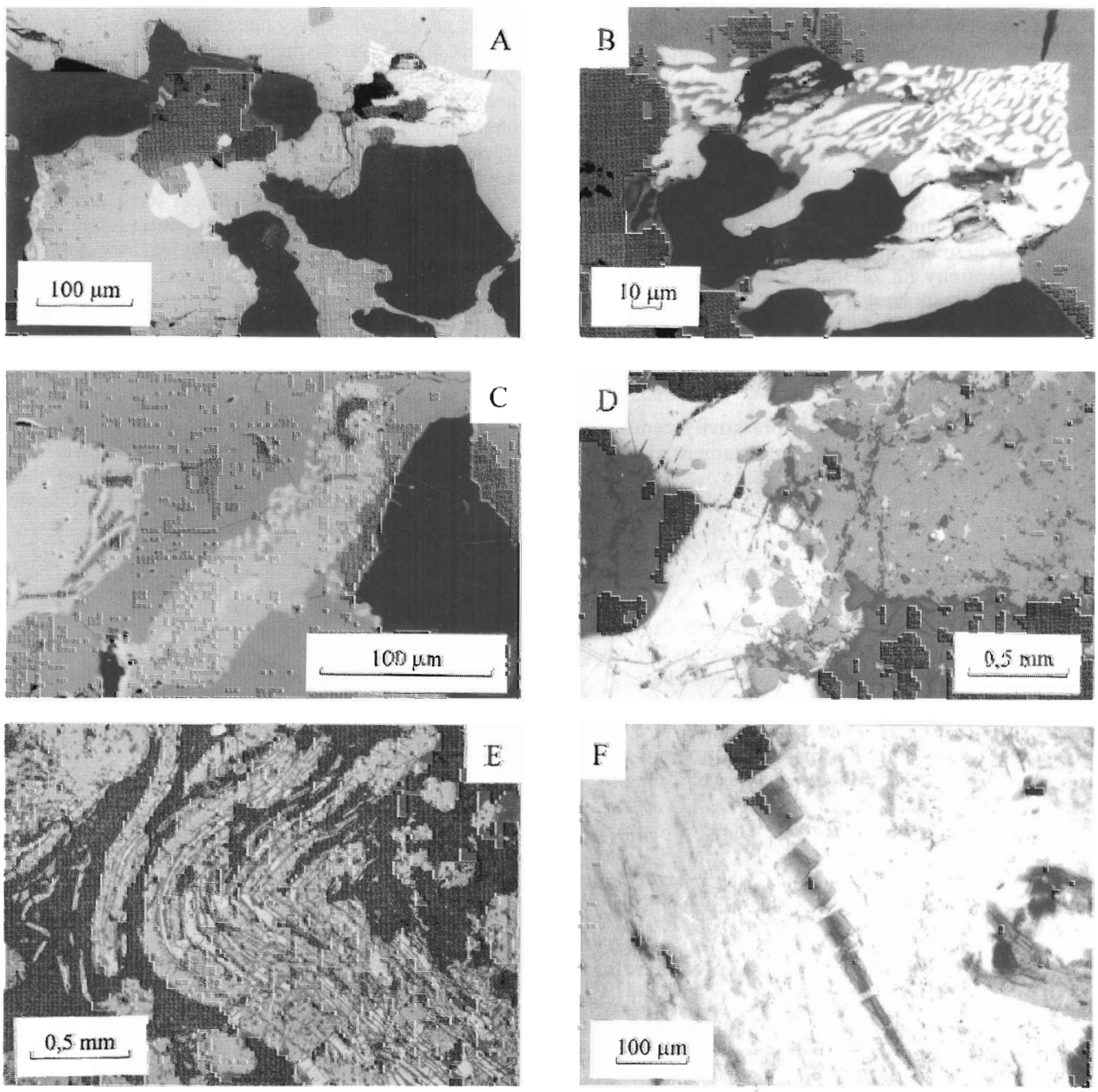
Magnetit je bežný až prevládajúci minerál lokality Hviezda-juh. Vyskytuje sa ako čierne zrná s kovovým leskom veľké pod 1 mm vo Fe karbonáte alebo ako agregáty v kremeni spolu s hematitom do 2 cm. Jeho výskyt s hematitom a vzácnym pyritom sa viaže na Fe karbonátové žilky v bielom kremeni, vzácnejšie sú obidva minerály priamo v kremeni. Tvorí alotriomorfné zrná, zriedkavejšie hypidiomorfné až idiomorfné kryštáliky. Uzatvára chalkopyrit a hematit, po žilkách preniká do bieleho kremeňa alebo je sám pretínaný žilkami chalkopyritu. Ojedinele sa vyskytuje aj na Brestovej. Vo vzorkách z háld ho takmer úplne nahrádza limonit alebo goethit.

Kremeň je dominantným minerálom žíl v Mlynnej doline. Prevažne je masívny, kryštály sa zistili len na loka-

lite Hviezda-juh. Číry kremeň bez rudných minerálov tvorí klasty v chloriticko-sericitickej alterovanej hornine impregnovanej pyritom a arzenopyritom (Valachovo). Má bielu alebo sivú farbu. Povlak limonitu ho sfarbuje do hrdzavohneda. Zriedka vytvára spolu s pyritom metakryštály v galenite (Brestová). Vyskytuje sa na žilkách v mezozoických horninách (Žľab) a vytvára idiomorfné kryštály pretínané žilkami mladšieho karbonátu.

K živec vytvára biele kompaktné polohy v bielom kremeni (Valachovo), na ktoré sa viažu zóny arzenopyritového zrudnenia s pyritom a Au. Bol identifikovaný metódou EDS podľa hlavných prvkov K, Al a Si.

Turmalín sa vyskytuje ako jemnozrnné agregáty čiernej farby v kremeni (Brezina, Hviezda-juh). V dutinkách kremeňa vzácne tvorí drúzy ihličkovitých kryštálikov. Mikroskopicky vytvára zhluky veľmi silne kataklázovaných drobných stĺpčekovitých kryštálov (obr. 6F). Na rezoch kolmých na os *z* je viditeľná zonálnosť jeho kryštá-



Obr. 6. A - tetraedrit s myrmekitmi Bi jamesonitu, SEM, B - detail z predchádzajúceho obrázka, C - tetraedrit (tmavosivý) s inklúziami Bi berthieritu (svetlosivý) a horobetsuitu (biely) v kremeni (čierny), SEM, D - mušketovitizácia (magnetit je sivý) šupinkovitého hematitu (biely), odrazené polarizované svetlo (RPL), E - prerastanie galenitu (biely) a sfaleritu (sivý) v kremeni (čierny), RPL, F - kataklázovaný kryštál turmalínu v kremeni, prechádzajúce polarizované svetlo.

Fig. 6. A - Tetrahedrite with myrmekitic intergrowth of Bi jamesonite, SEM, B - detail of the previous photograph, C - tetrahedrite (dark gray) with inclusions of Bi berthierite (ligth gray) and horobetsuite (white) in quartz (black), SEM, D - magnetite (gray) replacing hematite lamellae (white) in quartz (black), reflected polarized light (RPL), E - intergrowths of galena (white) and sphalerite (gray) in quartz (black), RPL, F - cataclased tourmaline crystal in quartz, transmitted polarized light.

lov. Bol potvrdený rtg. difrakčnou analýzou (6,45(2)-4,01(10)-3,51(4)-2,98(3)-2,59(5)-2,00(2)-1,43(1)).

Karbonáty sú bežné, ale vyskytujú sa v menšom množstve ako kremeň. Majú hnedastú farbu, pri zvetrávaní sa pokrývajú hnedým povlakom limonitu. Sú súčasťou magnetitovo-hematitového zrudnenia na lokalite Hviezda-juh, kde boli manometrickou analýzou identifikované ako siderit (54,71 hm. % FeO+MnO+CaO, 5,63 hm. % MgO, 39,66 hm. % CO_2). Magnetit (s hematitom) preniká po hraniciach zŕn karbonátov. Hnedé zrnká a krátke žilky karbonátov sa vyskytujú v bielom kremeni (Brestová) a obsahujú jemnozrnné agregáty chalkopyritu, tetraedritu a arzenopyritu. Ojedinele sa karbonáty zistili na Hviezde, kde ich zatláča antimonit a berthierit.

Karbonáty sú hlavnou zložkou žiliek v mezozoických horninách (Žľab). Ich podstatnú masu zatláča pyrit a kremeň. Cez mladší kremeň prenikajú tenké žilky karbonátu.

Grafit tvorí žilky v alterovanej hornine (Valachovo) alebo hniezda v žilnom kremeni (Hviezda). Prerastá sa spolu s chloritizovaným biotitom (Valachovo). Bol identifikovaný opticky na základe vlastností v odrazenom svetle, meraním odraznosti a stanovením farebných súradníc vo viditeľnom svetle.

Sekundárne minerály

Bindheimit a *stibiokonit* tvoria práškovitý zemitý povlak sivej, bielej a žltej farby na kremeni (Uhlisko) (3,10(1)-3,01(4)-2,97(3)-2,62(1)-1,58(1)) alebo vzniklí zvetrávaním masívneho antimonitu (Valachovo) (5,93(5)-3,09(6)-2,96(10)-1,81(5)-1,73(2)-1,55(4)-1,34(1)). Identifikovali sa pomocou rtg. difračnej analýzy. Žltý práškovitý povlak sa vyskytol aj na puklinách v Pb-Zn rudách na Brestovej.

Covellín je bežným produktom zvetrávania Cu minerálov v nábrusoch. Zelený povlak na tetraedritových rudách z Hviezdy makroskopicky pokladáme za malachit.

Goethit vytvára radiálne agregáty, v odrazenom svetle anizotropné, sivej farby, ktoré vypĺňajú drobné dutinky, pričom stred dutiny zostáva prázdny. Obsahujú relikty magnetitu. Vzniká ako produkt zvetrávania magnetitu a hematitu (Hviezda-juh).

Limonit je v haldovom materiáli jedným z najbežnejších minerálov.

Pb sekundárne minerály zatláčajú galenit pozdĺž plôch štiepateľnosti (Brestová). Bližšie neidentifikované.

Tab. 4
Minerálne asociácie rudných žíl v Mlynnej doline v Nízkych Tatrách a miesta ich výskytu
Mineral associations of the ore veins in the Mlynná dolina valley, Nízke Tatry Mts., and the localities of their occurrence

Minerálna asociácia	Výskyt
arzenopyritovo-pyritová s Au	Valachovo, Hviezda
antimonitová s Au	Valachovo, Hviezda
chalkopyritovo-tetraedritová	Valachovo, Hviezda
galenitovo-sfaleritová	Brestová, Uhlisko
magnetitovo-tetraedritová	Hviezda-juh
turmalínová	Brezina, Hviezda-juh

Diskusia

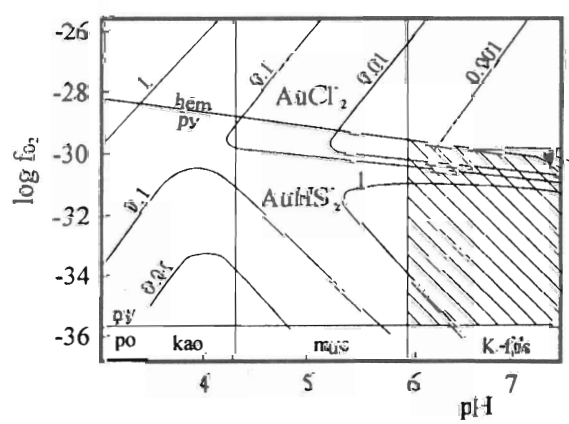
Makroskopickým a mikroskopickým štúdiom rudných vzoriek z haldového materiálu v oblasti Mlynnej doliny sa podľa prevládajúcich rudných minerálov, prípadne hlavných nerudných minerálov okrem kremeňa, vyčlenilo niekoľko minerálnych asociácií (obr. 1, tab. 4).

Pre neprístupnosť starých banských prác a zlú odkrytosť študovaného terénu sme vzájomné časové vzťahy medzi asociáciami nestanovili. Navyše sa ani na jednej študovanej lokalite nevyskytujú všetky minerálne asociácie (tab. 4).

Vznik žilnej hydrotermálnej mineralizácie sprevádzala hydrotermálna premena okolitých hornín, najmä sericitizácia živca, chloritizácia biotitu a prekremenenie. S hydrotermálnou premenou je spätý impregnačný typ mineralizácie. Reprezentujú ho jemnozrnné agregáty pyritu a arzenopyritu.

Žilná hydrotermálna mineralizácia je na kremenných rudných žilách. Karbonát (siderit) v podstatnom množstve vystupuje iba v magnetitovo-hematitovej asociácii.

Prvé tri asociácie, ktoré uvádza tab. 4, sa vyskytujú spolu na Valachove a Hviezde. Arzenopyritovo-pyritovú mineralizáciu s Au tvorí hrubozrnný arzenopyrit a pyrit v kremeni a K živci. Pole stability K živca a pyritu je charakteristické pre neutrálne fluidá s vysokou rozpustnosťou tiokomplexov Au (obr. 7; Henley a Ellis, 1983), čo sa v študovanej mineralizácii prejavuje hojným výskytom vysoko rýdzeho Au. Antimonitová mineralizácia s Au je mladšia ako predchádzajúce. Prevláda v nej masívny antimonit s pyritom, zriedkavým Au, berthieritom



Obr. 7. Diagram pH - logfO_2 (upravené podľa Henleyho a Ellisa, 1983) s vyznačením izolínií rozpustnosti komplexov Au a polí stability sulfidov a oxidov Fe a produktov alterácie. Šrafované pole zodpovedá arzenopyritovo-pyritovej asociácii s Au z Mlynnej doliny. Skratky minerálov: hem - hematit, kao - kaolinit, K-fds - K živec, mag - magnetit, mus - muskovit, po - pyrotín, py - pyrit.

Fig. 7. pH - logfO_2 plot (modified after Henley and Ellis, 1983) with isolines of gold complexes solubility and fields of stability of iron oxides, sulphides and alteration silicate minerals. The hatched area corresponds to the arsenopyrite-pyrite mineral association with gold from Mlynná dolina valley. Abbreviations of minerals: hem - hematite, kao - kaolinite, K-fds - K feldspar, mag - magnetite, mus - muscovite, po - pyrrhotite, py - pyrite.

a žilkami chalkopyritu so zinckenitom. Najmladšia spomedzi troch spolu sa vyskytujúcich asociácií je chalkopyritovo-tetraedritová mineralizácia. Jej zvláštnosťou je častý výskyt samostatných Bi minerálov (krupkait, gladit, kobellit, horobetsuit, Bi jamesonit, Bi berthierit) v chalkopyrite aj tetraedrite.

Arzenopyritovo-pyritová mineralizácia s Au je porovnateľná s Au mineralizáciou ložiska Magurka (Chovan et al., 1995). Antimonitové zrudnenie je analogické ako na mnohých iných výskytoch a ložiskách v ďumbierskych Nízkych Tatrách. Chalkopyritovo-tetraedritová mineralizácia sa podobá kremenno-sulfidickej mineralizácii sideritových žíl v tejto oblasti (Majzlan a Ozdín, 1995; Ozdín, 1996) a čiastočne aj tetraedritovej mineralizácii ložiska Dúbrava (Chovan, 1990) a Magurka (Chovan et al., 1995).

V mineralizácii Valachova vyčlenil Turan (1961) dve subperiódy, pričom prvá sa zhoduje s opísanou arzenopyritovo-pyritovou mineralizáciou s Au. V druhej, ktorá pripomína chalkopyritovo-tetraedritovú mineralizáciu, navyše uvádza jamesonit, bournonit, boulangerit, polybázit (?) a elektrum, identifikované opticky a diagnostickým leptaním. Stankovič (1976) opísal jamesonit z Valachova a Brestovej a gudmundit z Hviezdy (EDS).

V galenitovo-sfaleritovej mineralizácii Brestovej prevláda galenit, sfalerit a pyrit. Chalkopyrit je zriedkavý. Nejasné je postavenie vzorky z Uhliska so sfaleritom, bournonitom a boulangeritom. Galenitovo-sfaleritová mineralizácia Brestovej sa odlišuje od Pb-Zn zrudnenia ložiska Jasenie - Soviansko a Dve vody - Ždiar textúrne, oveľa častejším výskytom sfaleritu a neprítomnosťou Fe-Sb sulfosolí.

Turan (1961) na Brestovej rozlíšil staršiu, sideritovú periódu, s tetraedritom a chalkopyritom, a mladšiu, s galenitom a sfaleritom. Andrusov et al. (1951) tam zistili antimonit.

V magnetitovo-tetraedritovej mineralizácii lokality Hviezda-juh sa identifikoval magnetit a hematit. Chalkopyrit a tetraedrit sú bežné. Tetraedrit sa od tetraedritu z chalkopyritovo-tetraedritovej mineralizácie Hviezdy chemicky odlišuje (tab. 1, anal. 8, 9). Podobné typy mineralizácie sú v ďumbierskych Tatrách vzácne: magnetit a hematit sa ojedinele vyskytli na ložisku Dúbrava (Chovan, 1990), hematitovo-kremenné žily sú známe z kryštalinika aj z obalového mezozoika, napr. v okolí Magurky (Chovan et al., 1995) a inde. Siderit s hematitom a magnetitom sme zistili aj neďaleko študovanej oblasti na výskyte Koleso (na S od Jarabej).

Turmalínová mineralizácia prevláda na Brezine. Sporadicky sa v kremeni vyskytuje pyrit ako jediný sulfid. Podľa veľkého rozsahu banských prác na tomto výskyte a obsahu Au v aluviálnych náplavoch pod Brezinou (obr. 1) predpokladáme, že kremenné žily obsahovali aj iné rudné minerály, najpravdepodobnejšie Au. Úlomky kremeňa s turmalínom sa našli aj neďaleko výskytu Hviezda-juh.

Grafit sa vyskytuje alebo ako žilky v alterovanej hornine, alebo v kremennej žilovine. Žilky grafitu späté s rudnou mineralizáciou sú známe aj z podložia hydrotermálnej žily pri Novoveskej Hute (Háber et al., 1993). Sú buď alochtónne, pričom spôsob transportu nie je známy, alebo vznikali účinkom frikčného tepla na rastlinné zvyšky. Uhlíkatá hmota je známa v stopách z ložiska Jasenie-Soviansko a bane Krokľová (Molák et al., 1989), kde môže pochádzať z metasedimentov so subgrafitickou prímesou, známych z tejto oblasti. Okrem toho môže grafit vznikať aj redukciou fluidného CO_2, ktorý sa zistil v inklúziách v žilnom kremeni z Mlynnej doliny. V žilkách vystupuje spolu s neskôr chloritizovaným biotitom, ktorý vstupuje do hydrotermálnych systémov pri teplote 270 °C (Reyes, 1990).

Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline má podobné znaky ako hydrotermálna mineralizácia na ostatných lokalitách v ďumbierskych Tatrách. Geneticky sa spája s hercýnskou metamorfózou a magmatickou aktivitou. Niektoré typy mineralizácie boli rekryštalizované alebo nastala mobilizácia ich prvkov z okolitých hornín v alpínskom metalogenetickom cykle (Chovan et al., 1996).

Poďakovanie. Sme zaviazaní vďakou prof. E. Makovickému (University of Copenhagen) za pomoc pri interpretácii analýz sulfosolí a dr. F. Molnárovi (ELTE Budapešť) za pomoc pri meraní odraznosti opakových minerálov. Kritické pripomienky dr. S. Jeleňa (SAV Banská Bystrica), dr. J. Michálka (Envigeo Banská Bystrica) a dr. M. Hábera (SAV Banská Bystrica) podstatne zlepšili úroveň rukopisu. Ďakujeme doc. RNDr. J. Turanovi, CSc., RNDr. J. Ševcovi, CSc., RNDr. J. Krištínovi, CSc., RNDr. J. Stankovičovi a M. Gregorovej za pomoc pri laboratórnych prácach. Práca bola financovaná z grantovej úlohy GAV 1/98/94 a 1/2172/95.

Literatúra

Andrusov, D., Koutek, J., Zoubek, V. et al., 1951: Výsledky základního a montanisticko-geologického výskumu v jižní a severozápadní části nízkotatranského kryštalinického jádra v roce 1950. *Manuskript - archív Geofond, Bratislava, 251.*

Biely, A. (Ed.), 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1:50 000. *SGÚ-GÚDŠ Bratislava.*

Criddle, A. J. & Stanley, C. J., 1993: Quantitative data file for ore minerals. 3. vydanie. *Chapman & Hall (Londýn). 635.*

Dupej, J. & Siegl, K., 1984: Geology of the Králička granite and its environment (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 395 - 411.*

Háber, M., Rojkovič, I., Franců, J. & Novotný, L., 1993: Grafit z hydrotermálnej mineralizovanej brekcie v Novoveskej Hute (Spišsko-gemerské rudohorie). *Mineralia Slov., 25, 6, 461 - 465.*

Henley, R. W. & Ellis, J. A., 1983: Geothermal systems ancient and modern: a review. *Earth Sci. Rev., 19, 1 - 50.*

Chovan, M., 1990: Mineralogical - paragenetical relationships on the Dúbrava Sb-deposit and their significance for metallogenesis of the Nízke Tatry Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 45, 89 - 101.*

Chovan, M., Póč, I., Jancsy, P., Majzlan, J. & Krištín, J., 1995: Sb-Au(As-Pb) mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. *Mineralia Slov., 27, 397 - 406.*

Chovan, M., Slavkay, M. & Michálek, J., 1996: Ore mineralizations of the Ďumbierske Tatry Mts. (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 47, 6, 371 - 382..*

Krist, E., Krištín, J. & Miko, O., 1988: The metamorphic development of the Nízke Tatry Mts. crystalline basement (Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 44, 137 - 162.*

Majzlan, J., 1996: Rudná mineralizácia v Mlynnej doline. [Diplomová práca.] *KMaP PriFUK, 105.*

Majzlan, J. & Ozdín, D., 1995: Cu-Pb-Bi sulfosoli z Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 27, 4, 290 - 292.*

Michálek, J., 1994: Nízke Tatry Au. Projekt geologicko-prieskumných prác. *Manuskript - Envigeo, s.r.o. (Banská Bystrica), 43.*

Molák, B., Buchardt, B., Vozárová, A., Ivan, J., Uhrík, B. & Toman, B., 1989: Carbonaceous matter in some metamorphic rocks of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 201 - 230.*

Pulec, M., Klinec, A. & Bezák, V., 1983: Geológia a prospekcia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení (vymedzenie perspektívnej zóny). In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. *GÚDŠ Bratislava, 11 - 38.*

Reyes, A. G., 1990: Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assesment. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 43, 279 - 309.*

Stankovič, J., 1976: Nerastné suroviny na liste Mýto pod Ďumbierom 1: 25 000. *GÚDŠ, Bratislava.*

Turan, J., 1961: O zrudnení na Trangoške a o niektorých výskytoch v údolí Bystrej a Mlynej na južnom svahu Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Zpr., 23, 85 - 114.*

Zakrzewski, M. A. & Makovicky, E., 1986: Izoklakeite from Vena, Sweden, and the kobellite homologous series. *The Canad. Mineralogist 24, 7 - 18.*

Hydrothermal mineralization in the Mlynná dolina valley, Nízke Tatry Mts.

Mlynná dolina valley is located on the southern slopes of the Ďumbier part of the Nízke Tatry Mts. It represents one of the less known mining regions in spite of numerous mining works traceable still today (Fig. 1). The studied hydrothermal veins and less frequent impregnation mineralization type are hosted by gneisses and migmatites of the Nízke Tatry Mts. crystalline complex.

Mineralization was accompanied by intensive alteration of wall rocks, especially by sericitization of plagioclases and chloritization of biotite, silicification, formation of euhedral fine-grained pyrite, chemically zoned arsenopyrite (Fig. 2A) and tectonic deformation.

Microscopic study of samples from the ore veins allowed to distinguish several mineral associations on the basis of principal ore minerals. The pyrite, arsenopyrite and gold association occurs in white quartz with abundant patches of K-feldspar. Large sub- to euhedral homogeneous arsenopyrite crystals (Fig. 2B) enclose gold grains of high fineness (Table 2, anal. 1).

The stibnite association with gold is dominated by stibnite that intersects older quartz or cements quartz fragments. Stibnite is intergrown with pyrite and rarer berthierite and intersected by veinlets of chalcopyrite and zinckenite. Gold (Table 2, anal. 2) occurs in stibnite and pyrite.

The chalcopyrite - tetrahedrite association is characteristic by presence of Bi-sulphides and sulfosalts. Sulfosalts chemically close to krupkaite, gladite (Fig. 5A) and kobellite (Fig. 5B) are found in chalcopyrite and quartz. Reflectance curves of the sulfosalt identified by X-ray microanalysis as krupkaite are close to those tabulated for krupkaite (Fig. 4, Table 3). Tetrahedrite is intergrown with horobetsuite, contains veinlets of chalcostibite, inclusions of Bi-berthierite and horobetsuite (Fig. 6C) and myrmekitic intergrowths of Bi-jamesonite (Fig. 6A, B). Tetrahedrite with minute gold grains of high fineness (Table 2, anal. 3) fills fractures in arsenopyrite.

Galena-sphalerite association is found in white quartz and altered rocks. Subordinate amounts of pyrite and chalcopyrite are present, too.

In contrary to the previous associations, the magnetite-tetrahedrite one is hosted by quartz veins with substantial amount of siderite. Magnetite and hematite occur together, replacing each other, but never in contact with scarce pyrite. Chalcopyrite and tetrahedrite seem to penetrate the aggregates of Fe-oxides. Tetrahedrite from the magnetite-tetrahedrite association (Table 1, anal. 8) differs chemically from that of the chalcopyrite-tetrahedrite association (Table 1, anal. 9).

Tourmaline mineralization consists of white quartz with fine-grained black tourmaline crystals, strongly cataclased (Fig. 6F), and minor amounts of pyrite.

Graphite forms veinlets in altered rocks together with chloritized biotite or nests in vein quartz.

Secondary minerals (bindheimite, stibioconite, malachite, limonite, goethite) are omnipresent on the mineralized samples.

Alluvial sediments contain small amount of gold flakes (Fig. 1) and/or grains of sulphides. Most of the gold in alluvial sediments (80 %) is smaller than 0.16 mm, corresponding well to the maximal measured size of gold grains in polished section - 0.09 mm (Fig. 3).

Mineralia Slovaca, 29 (1997), 159 - 163

Stratigrafické národné referenčné profily na Slovensku

JOZEF MICHALÍK[1], IVAN BARÁTH[1], DANIELA BOOROVÁ[2], EVA HALÁSOVÁ, MILAN MIŠÍK[3], LADISLAVA OŽVOLDOVÁ[3], MILOSLAV RAKÚS[2], DANIELA REHÁKOVÁ[1], JOZEF SALAJ[1] a JÁN SOTÁK[1]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[3]Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 17. 1. 1997)

Najdôležitejším predpokladom na vytvorenie medzinárodnej stratigrafickej škály je široká interregionálna korelácia. Keďže však biostratigrafický záznam na zemskom povrchu podlieha laterálnym zmenám, zostavovanie univerzálne platnej stupnice sa často stretáva s temer neriešiteľnými problémami. Tektonosedimentárny vývoj jednotlivých paniev určuje vlastné zákonitosti sukcesie biofácií a migrácia organizmov spôsobuje ich objavovanie sa v rôznych častiach zemského povrchu v odlišnom čase. Zmeny podnebia, vulkanizmus a iné udalosti nepostihujú rozličné časti Zeme rovnako a ani ich záznam nemusí byť rovnako výrazný. Rozličné skupiny organizmov používané na biostratigrafickú koreláciu reagovali na zmeny podmienok odlišne, a tak sú biostratigrafické rozhrania stanovené na ich základe neraz diachronické. Aby bolo možno preklenúť problémy korelácie vzdialených a málo súvisiacich oblastí, stratigrafická komisia IUGS presadzuje zavedenie siete národných referenčných profilov jednotlivých fanerozoických stupňov a ich hraníc na kalibráciu parabiostratigrafických škál a eliminovanie paleobiogeografických faktorov distribúcie indexových organizmov.

Najdôležitejšou podmienkou umožňujúcou využitie profilu na regionálnu koreláciu je predovšetkým stálosť jeho odkrytia a dostupnosť na opakované vzorkovanie. Toto hľadisko spochybňuje využitie vrtných profilov, ktoré síce bývajú relatívne úplné, ale poskytujú len obmedzené množstvo (i keď čerstvého, nezvetraného) materiálu na rozbory a navyše ich uloženie obmedzuje ich dostupnosť pre revidujúcich autorov. Stálosť odkrytia nie je prednosťou ani povrchových odkryvov (zárezy ciest, železníc, výkopy a ryhy), lebo po niekoľkých rokoch zanikajú. Preto býva výhodnejšie využívať prírodné odkryvy, udržiavané aktívnymi eróznymi činiteľmi (zárezy riek, potokov, skalné odkryvy atď.).

Ďalšou dôležitou požiadavkou je sedimentologické a tektonické zachovanie úplnosti sedimentárneho záznamu. Na sekvenčnostratigrafické štúdium sú vhodné profily s neprerušovaným záznamom obsahujúcim všetky systémové sústavy usadené v meniacich sa batymetrických podmienkach jediného sedimentačného priestoru. Z kandidatúry na referenčný profil treba vylúčiť kondenzované vrstvové sledy, sledy s výraznými sedimentárnymi hiátmi, ako aj tektonizované, neúplné sekvencie.

Na úplnosť sedimentárneho záznamu a jeho čitateľnosť z hľadiska biostratigrafie má vplyv i jeho faciálny vývoj. Ako nevhodné sa ukazujú litofácie, nepriaznivé z hľadiska výskytu a zachovania fosílií, zachovania magnetického, izotopového alebo geochemického záznamu. Nemenej významné je biofaciálne kritérium, na základe ktorého sa znevýhodňujú sekvencie vzniknuté vo faunisticky ochudobnených, izolovaných oblastiach s chýbaním biostratigraficky dôležitých indexových skupín.

Z oblasti Západných Karpát sa doteraz preštudovalo a opísalo viac profilov, ktoré by po doplnení mohli spĺňať požiadavky na národné kalibračné profily. Sedimentologická odborná skupina SGS v Bratislave v októbri 1996 vybrala niekoľko profilov, ktoré by mohli byť základom podobnej sústavy a slúžiť odborníkom zaoberajúcim sa Západnými Karpatmi.

1. Hranica spatského a aniského stupňa: *Lopej, Rakovnica*

Profil Rakovnica na severných svahoch Plešiveckej planiny na JJV od obce navrhol Bystrický (Biely a Bystrický, 1966). V poslednom čase sa ním zaoberali Fejdiová a Salaj (1994). Vrstvový sled sa skladá z takmer 300 m hrubého súboru „kampilských bridlíc" s vložkami pieskovca a siltovca; v najvyššej časti vystupujú polohy oolitického vápenca. Uvedení autori porovnávajú bázu aniského stupňa s rozhraním tohto súboru, ktorý maďarskí autori volajú szinské sliene (Barabásné Stuhl et al., 1993), a nadložných slienitých vápencov gutensteinského typu s. l. (szinpetriské vápencové súvrstvie) s typickými gutensteinskými vápencami.

2. Hranica aniského a ladinského stupňa: *Demänová, Zámostie, Zakázané*

Profil Zámostie je na pravom svahu doliny nad obcou Zámostie poniže lúk Štefánka. Opísala ho Kochanová a Michalík (1986) a Jendrejáková et al. (1981). Báza ladinského stupňa bola stanovená vo vrchnej časti zámostského súvrstvia pod komplexom reiflingských vápencov.

Datujú ju nálezy vrchnoaniskej makrofauny vrátane amonitov a mikrofaunou konodontov a foraminifer v zmysle záverov subkomisie pre triasovú stratigrafiu (Gaetani, 1994).

3. Hranica karnického a norického stupňa: *Turík, Silická Brezová, Tisovec*

Profil Silická Brezová je na Z od obce Silická Brezová na Silickej planine. Študoval ho Mišík a Borza (1976). Triasový vrstvový sled sa skladá z weternsteinských, tisoveckých a hallstattských vápencov. Báza norického stupňa bola stanovená na báze hallstattských vápencov na základe mikrofauny konodontov a foraminier (Mock, 1971; Kozur, 1972).

4. Hranica rétskeho a hetanžského stupňa: *Veľká Furkaska, Svätý Jakub*

Prakticky súvislý vrstvový sled s uloženinami najvyššieho triasu a spodnej jury zo svahu Veľkej Furkasky v Juráňovej doline v Západných Tatrách opísal Gaždzicki et al. (1979). Erozívna ryha potoka tu odkrýva kontakt rétskeho fatranského súvrstvia so spodnoliasovým kopieneckým súvrstvím. Jeho hetanžský vek sa tu dokumentoval aj faunou amonitov, ktorá je na Slovensku veľmi zriedkavá. Keďže v iných jednotkách Západných Karpát je kontakt triasových a jurských súvrství zreteľne erozívny, tento profil má pre štúdium uvedenej hranice mimoriadnu dôležitosť.

5. Hranica doméru a toarku: *Rovne pod Krížnou*

Profil Rovne (Úplaz), na SSZ pod Krížnou vo Veľkej Fatre, patrí do zliechovského vývoja krížňanského príkrovu. Vystupuje v ňom sled vrchnotriasových (fatranské súvrstvie) a spodnojurských (kopienecké, janovské a adnetské súvrstvie) uložení (Mišík a Rakús, 1964). V adnetskom súvrství sa amonitmi doložili horizonty lotarinského, karixského, domérskeho a toarského veku.

6. Hranica titónu a beriasu: *Brodno*

Profil v opustenom lome pri železničnej zastávke Brodno (Borza, 1969; Andrusov a Samuel, 1973; Mišík, 1976; Michalík et al., 1990) poskytuje informácie o vývoji pelagických sedimentov v kysuckej jednotke bradlového pásma na rozhraní jury a kriedy. Vo vrchnej jure v tejto oblasti prevládala sedimentácia typu „Ammonitico Rosso", ktorú vystriedala hemipelagická sedimentácia vápnitého kalu v podobe pieninského vápencového súvrstvia. Pre slabé zastúpenie amonitovej fauny sa báza beriasu koreluje s nástupom subzóny *alpina* kalpionelidnej zóny *Calpionella.* Spresniť hranicu titón/berias umožnil nedávny detailný magnetostratigrafický výskum profilu (Houša et al., 1996).

7. Hranica beriasu a valanginu: *Rochovica*

Profil Rochovica je od roku 1972 súčasťou štátnej prírodnej rezervácie Rochovica. Spolu s bradlom Brodno, ležiacim oproti, vytvára celok, ktorý je dnes chránený ako prírodný výtvor Kysucká brána. Profil Rochovica je najúplnejším vrchnojursko/spodnokriedovým vrstvovým sledom kysuckej jednotky bradlového pásma (Fusán a Andrusov, 1973). Poskytuje informácie o relatívne hlbokomorskej, dnes značne redukovanej stykovej oblasti vonkajších a centrálnych Západných Karpát (Vašíček et al., 1992). Aj keď je profil súčasťou chráneného územia, treba ho prispôsobiť potrebám detailného biostratigrafického štúdia. Na druhej strane bude nevyhnutné doplniť poznanie zastúpenia všetkých významných skupín organizmov a zabezpečiť magnetostratigrafické štúdium súvrství.

8. Hranica valanginu a hoterivu: *Strážovce, Butkov*

Báza hoterivu bola identifikovaná v kališťanskom súvrství manínskej jednotky na profile Butkov. Indikuje ju objavenie sa prvých zástupcov rodu *Acanthodiscus* (Vašíček a Michalík, 1986). Ale keďže je profil v doposiaľ prevádzkovanom cementárenskom lome, jeho zachovanie ako stratotypovej lokality je problematické. Iným kandidátom je profil v zárezе cesty zo Zliechova do Čičmian pod Strážovcami (Borza et al., 1980), ale v kritickom úseku sa amonitová fauna nenašla (Vašíček et al., 1994). Báza hoterivu by sa predbežne dala identifikovať sekvenčnou alebo izotopovou stratigrafiou, príp. magnetostratigrafiou.

9. Hranica hoterivu a barému: *Polomec*

Stratigrafická komisia IUGS UNESCO roku 1984 v Kodani navrhla profil odkrytý lomom Považských cementární v Lietavskej Lúčke v kopci Polomec zachovať ako národný referenčný profil hraničných uložení hoterivského a barémskeho stupňa (Borza et al., 1984; Vašíček et al., 1995). Vrstvový sled hoterivských a spodnobarémskych uložení reprezentujú svahové sedimenty s prejavmi turbiditov a podmorského skĺzavania. Toto prostredie vytvorilo vhodné podmienky na bohatý rozvoj nektonických, planktonických a bentických organizmov. Pomerne hrubý stĺpec sedimentov s množstvom stratigraficky významných skamenelín (amonitov, aptychov, belemnitov a foraminifer) je vhodným objektom na vypracovanie podrobnej stratigrafickej zonácie. Roku 1989 rokovala komisia zložená zo zástupcov štátnej ochrany prírody a vedenia cementární o podmienkach zachovania profilu ohrozeného postupujúcou ťažbou. Dosiahla sa dohoda o vytvorení nového profilu západnejšie. Neskôr sa však vymenilo vedenie aj vlastník podniku, zmenila sa technológia i organizácia ťažby. Dnešná situácia si vyžaduje novú dohodu o uchovaní tohto jedinečného národného stratotypu.

10. Hranica barému a aptu: *Rochovica*

Zárez cesty medzi Vranim a Rudinkou na pravom brehu Kysuce odkrýva vrstvový sled brodnianskeho súvrstvia s vložkou tmavých bridlíc, ktoré Andrusov a Samuel (1973) nazvali koňhorské vrstvy. Tieto sedimenty reprezentujú anoxické obdobie známe ako „Selli level" (Bersezio, 1994). Prvé výsledky detailného biostratigrafického štúdia brodnianskeho súvrstvia potvrdzujú prítomnosť udalostí významných pre identifikáciu bázy aptského stupňa, a to prvý výskyt *Globigerinelloides blowi,* „nanokónová kríza". V blízkej budúcnosti sa majú tieto bioeventy skorelovať s magnetostratigrafickým záznamom, pretože bázu najmladšej reverznej chronozóny M0 2. medzinárodné sympózium o hraniciach kriedových stupňov v Bruseli akceptovalo ako bázu aptského stupňa (Erba in Rawson et al., 1996).

11. Hranica albu a cenomanu: *Brodno*

Profil v roklinke a pozdĺž cesty na Snežnicu odkrýva fáciu sivého slieňa a vápenca kysuckej jednotky. Bázu cenomanu určuje objavenie druhu *Thalmaninella globotruncanoides* a *Th. brotzeni.*

12. Hranica cenomanu a turónu: *Brodno*

Rovnaký profil zastihuje aj hranicu cenomanu a turónu: charakteristická je objavením sa druhu *Dicarinella imbricata.*

13. Hranica turónu a koňaku: *Beňatina*

Profil je v zárezе poľnej cesty pri východnom okraji obce Beňatina. Odkrýva súvrstvie pestrého slieňa patriaceho do kysuckej sukcesie. Hranicu koňaku indikuje objavenie druhu *Dicarinella concavata.*

14. Hranica koňaku a santónu: *Štverník*

Profil Štverník pri Brezovej pod Bradlom býva zastávkou mnohých exkurzií (Maheľ et al., 1987). Vrchnokoňacká časť sekvencie zastupujú štvernícke sliene s foraminiferami zóny Sigalia deflaensis (Salaj, 1987). V ich nadloží je flyšové súvrstvie Hurbanovej doliny, bohaté na santónsku makrofaunu a mikrofaunu vrátane foraminifer *Dicarinella concavata* a *Sigalia carpathica,* ktoré sa pokladajú za indexové druhy (ale v zmysle uznesenia 2. medzinárodného sympózia o hraniciach kriedových stupňov nevyznačujú spodnú hranicu santónu; Lamolda et Hancock in Rawson et al., 1996).

15. Hranica santónu a kampánu: *Košariská*

Báza kampánu bola identifikovaná na rozhraní súvrstvia Hurbanovej doliny a nadložného košariského súvrstvia, skladajúceho sa z globotrunkánových pestrých slieňov (Samuel et al., 1980; Salaj, 1987). Obsahujú hojný nanoplanktón a foraminifery zóny *Globotruncana arca* a *Neoflabellina rugosa* (jej význam pre stanovenie hranice 2. medzinárodné sympózium v Bruseli spochybnilo; Hancock et Gale in Rawson et al., 1996). Súvrstvie je odkryté zárezom cesty na Priepasné a Myjavu nad Košariskami.

16. Hranica kampánu a mástrichtu: *Polianka*

Bázu mástrichtu indikuje nástup druhu *Globotruncana falsostuarti.* Súvrstvie slieňov s polohami vápnitého pieskovca odkrýva umelý zárez hlavnej cesty smerom na Myjavu.

17. Hranica mástrichtu a dánu: *Hradisko pri Žiline*

Paleocénny profil bol lokalitou exkurzie 17. európskeho mikropaleontologického kolokvia (Salaj et al., 1983). Tvorí ho zárez cesty v svahu neďaleko nového žilinského cintorína. Hranica mástricht - dán sa našla v polohe vápenca s *Eoglobigerina danica* a *Postrugoglobigerina praedaubiergensis.* Na rovnakom profile sa stanovila i hranica medzi dánom a montom (stredným paleocénom). Bázu montu určuje *Globoconusa kozlowskii.* Hranicu montu a tanetu v slienitej fácii s polohami operkulínového pieskovca určuje nástup druhu *Morozovella pusilla* a *Operculina heberti* od bázy tanetu.

18. Typové lokality egerského stupňa: *Bretka a Kováčov*

Opustený lom *Bretka* leží na sz. okraji rovnomennej obce pri Tornali na južnom Slovensku. Báldi a Seneš (1975), Steininger a Nevesskaja (1975) ho vybrali za korelačný hypostratotyp regionálneho stupňa eger pre centrálnu Paratetýdu a za faciostratotyp transgresívnej zlepencovej a vápencovej litofácie s *Miogypsina (M.) gunteri* s hranicou vrchného egeru a najstaršieho neogénu. Profil je zároveň litostratotypom *bretčianskych vrstiev* (Seneš in Andrusov, 1965), definovaných podľa výskytu typických mediterránnych spodnomiocénnych (akvitánskych) mäkkýšov *Chlamys martelli* a *Flabellipecten carryensis.*

Profil *Kováčov* leží na západnom okraji rovnomennej osady pri Štúrove. Je významným korelačným hypostratotypom (nie holostratotypom sensu Andrusov et al., 1983) regionálneho stratigrafického stupňa eger pre centrálnu Paratetýdu a faciostratotypom litorálnych slienito-piesčitých sedimentov egerského veku na báze neogénu (Báldi a Seneš, 1975; Steininger a Nevesskaja, 1975). Zároveň predstavuje litostratotyp *kováčovských vrstiev* (Seneš, 1958), definovaných ako terminálny člen s mediteránom korelovaného chatsko-akvitánskeho sedimentačného cyklu vo východnej časti Podunajskej nížiny. Lokalita Kováčov je jedným z najbohatších nálezísk fauny pektunkulidných mäkkýšov, známym už od minulého storočia (Fuchs, 1894; Schafarzik a Szontag, 1896; Horusitzky, 1903).

19. Typová lokalita egenburgu: *Podbranč*

Ľavá strana dnes opustenej prvej etáže kameňolomu na severnom okraji osady Dolná Dolina - Podbranč v okrese Senica je slovenským faciostratotypom litorálneho zlepencovo-pieskovcového vývoja egenburského sedimentačného cyklu so zreteľne transgresívnou sekvenčnou hranicou 1. typu na báze. Pod ňou ležia telesá spodnokriedového vápenca kysuckej jednotky bradlového pásma. Z paleogeografického hľadiska má lokalita veľký význam ako záznam iniciálnej spodnomiocénnej transgresie v západnej časti Slovenska, biostratigraficky doloženej nálezmi fauny mäkkýšov.

20. Typová lokalita karpatu: *Cerová-Lieskové*

Ide o hlinisko vzdialené okolo 1,5 km na SV od obce Cerová-Lieskové v okrese Senica. Lokalita reprezentuje typový odkryv panvových aleuropelitov s bohatou indexovou faunou karpatského veku. Spracované je spoločenstvo bivalvií, gastropód a echinoideí a známa je prítomnosť hlavonožcov Aturia aturi. V spektre mikrofauny sú foraminifery, poukazujúce na pelagickú sedimentáciu v hĺbke cca 200 - 500 m.

21. Typová lokalita badenu: *Sandberg*

Pieskovňa Sandberg pri Devínskej Novej Vsi sa nachádza na východnom okraji Viedenskej panvy na sz. svahu vrchu Devínska Kobyla (kóta 514) na ľavom brehu rieky Morava. Profil je súčasťou štátnej prírodnej rezervácie Devínska Kobyla a v jej rámci je vyčlenený ako chránené náleziskо. Z geologického hľadiska odkrýva litorálny faciostratotyp vrchnobádenských sedimentov (M4d, kosov, buliminovo-bolivinová zóna), v spodnej časti s prechodmi do spiroplektamínovej a vo vrchnej do rotáliovej foraminiferovej zóny (Švagrovský in Papp et al., 1978). Zároveň je litostratotypom sandberských vrstiev, okrajového člena vrchnobádenského studienskeho súvrstvia (Baráth et al., 1994). Sekvencia profilu sa skladá z morských príbrežných kolapsových brekcií, ktoré laterálne aj vertikálne do nadložia prechádzajú do piesčitého štrku a piesku pobrežného čela, prikrytých detritickým plytkovodným vápencom a foraminiferovým slieňom. Z profilu a jeho okolia pochádza viac ako 300 druhov fosílnych organizmov, ako sú foraminifery, mäkkýše, machovky, ježovky,

ostrakóda, ryby, cicavce, riasy ai. Dobrú koreláciu s panvovým vývojom súvekých sedimentov poskytuje odkryv hliniska tehelne v Devínskej Novej Vsi, ktorý umožňuje biostratigrafické pozorovania vo významnom rozsahu od strednobádenských (wielicz) až po spodnosarmatské (volhyn) uloženiny.

22. Typová lokalita panónu: *Pezinok*

Hlinisko pezinskej tehelne leží na západnom okraji Dunajskej panvy 1 km na JV od železničnej stanice Pezinok. Odkrytý profil je významnou korelačnou lokalitou panónskych sedimentov vrchnej časti ivánskeho súvrstvia vrátane hranice panónu s.s. a pontu. Sekvencia sa skladá zo sivozeleného a modrosivého ílu s lavicami žltého drobnozrnného piesku a s viacerými tenkými lignitovými slojkami. Z tejto lokality pochádzajú nálezy hojnej fosílnej fauny ostrakód, mäkkýšov a ojedinelých cicavcov, sprevádzané bohatými zvyškami fosílnej flóry (Holec et al., 1987). Na zabezpečenie korelačného výskumu by bolo treba priebežne kultivovať sutinujúce sa jv. a východné (dnes opustené) steny hliniska.

Záver

Na to, aby sa stratigrafické štúdiá v Západných Karpatoch dostali na svetovú úroveň, treba dobudovať systém referenčných profilov do ucelenej siete. Je nevyhnutné vybrať ďalšie referenčné profily, vo forme tabuliek zostaviť bio-, magneto-, prípadne izotopické a chemostratigrafické škály reprezentujúce túto oblasť. Zároveň treba fixovať terénne profily tak, aby umožňovali dopĺňať a kompletizovať korelačné štúdiá i prístup novým a revidujúcim autorom. Tak sa vytvoria podmienky na lepšiu kalibráciu rozšírenia asociácií organizmov, ako aj možnosti na korelovanie významných udalostí dávnych prostredí Zeme.

Literatúra

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát III. *Veda, SAV Bratislava, 392.*

Andrusov, D. & Samuel, O., 1973: Sur la répartition du faciés "couches rouges" dans les Carpathes Occidentales. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 1, 99 - 106.*

Andrusov, D. et al., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát I. A/K. *GÚDŠ Bratislava, 440.*

Barabásné Stuhl, A., et al., 1993: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. *Triász. Magy. Áll. Földt. Intéz., 278.*

Baráth, I., Nagy, A. & Kováč, M., 1994: Sandberg Member - Late Badenian marginal sediments at the eastern border of the Vienna Basin. *Geol. Práce, Spr., 99, 59 - 66.*

Báldi, T. & Seneš, J., 1975: OM - Egerien, Chronostratigraphie und Neostratotypen V. *Veda, SAV Bratislava, 462.*

Bersezio, R., 1994: Stratigraphic framework and sedimentary features of the Lower Aptian "Livello Selli" in the Lombardian basin (Southern Alps, Northern Italy). *Riv. italiana Paleont. Stratigr., 99, 569 - 589.*

Biely, A. & Bystrický, J., 1966: Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. *Exkursionführer (Trias der Westkarpaten), Karpato-Balkanische geologische Assoziation-stratigraphische Kommision, 1 - 64.*

Borza, K., 1969: Die Microfacies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Editory House of the Slovak Academy of Sci., Bratislava, 5 - 301.*

Borza, K., Gašparíková, O., Michalík, J. & Vašíček, Z., 1980: An Upper Jurassic - Lower Cretaceous sequence of the Krížna Nappe (Fatric), Strážovské vrchy Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31,4, 541 - 562.*

Borza, K., Michalík, J., Gašparíková, V. & Vašíček, Z., 1984: The biostratigraphy of the Hauterivian/Barremian boundary beds in the Krížna Nappe, Western Carpathians (Czechoslovakia). *Cret. Research (London), 5, 349 - 356.*

Erba, E., 1996: The Aptian Stage. Bulletin de L'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique. *Sci. de la Terre, 66, Supp. 31 - 43.*

Fejdiová, O. & Salaj, J., 1994: Litostratigrafická a biostratigrafická charakteristika spodného triasu silicika na profile v Rakovnici. *Zem. Plyn Nafta, 39, 1, 3 - 17.*

Fuchs, T., 1894: Tertiärfossilien aus den kohlenführenden Miozänablagerungen der Umgebung von Krupina und Radoboj und über die Stellung der sog. "Aquitanischen Stufe". *Mitt. Jb. Ungar. Geol. Anst., 10, 161 - 175.*

Fusán, O. & Andrusov, D., 1973: Stratigraphical-tectonical characteristics of the geological structure of the West Carpathians Mts. *GÚDŠ Bratislava, 64.*

Gaetani, M., 1994: Working Group on the Anisian, Ladinian and Carnian Stage Boundaries. Annual Report. *Albertiana (Münster), 14, 51 - 53.*

Gaždzicki, A., Michalík, J., Planderová, E. & Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic - Lower Jurassic sequence in the Krížna Nappe (West Tatra Mts., West Carpathians, Czechoslovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 119 - 148.*

Horusitzky, H., 1903: Die agrogeologischen Verhältnisse des unteren Ipoly und Garanthales. *Jb. ungar. geol. Anst. 1898, Budapest, 127 - 141.*

Houša, V., Krs, M., Krsová, M. & Pruner, P., 1996: Magnetostratigraphic and micropaleontological investigations along the Jurassic - Cretaceous boundary strata, Brodno near Žilina (Western Slovakia). *Geol. Carpath., 47, 3, 135 - 151.*

Jendrejáková, O., Michalík, J. & Papšová, J., 1981: Príspevok ku stratigrafii strednotriasových karbonátov hronika (chočský príkrov Horehronia, Západné Karpaty). *Zem. Plyn Nafta, 26, 4, 611 - 624.*

Kochanová, M. & Michalík, J., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámostie Lst. (upper Pelsonian - lower Illyrian), Choč Nappe at the S slopes of Nízke Tatry Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 501 - 531.*

Kozur, H., 1972: Einige Bemerkungen zur Systematik der Ostracoden und Beschreibung neuer Platycopida aus der Trias Ungarns und der Slowakei. *Geol. Paläont. Mitt. Ibk., 2, 10, 1 - 27.*

Lamolda, M. A., & Hancock, J. M., 1996: The Santonian Stage and substages. Bulletin de L Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique. *Sci. de la Terre, 66-Supp., 95 - 102.*

Maheľ, M., Michalík, J., Kováč, M., Marko, F., Plašienka, D. & Salaj, J., 1987: Structural Development of the Carpathian Balkan Orogenic Belt. Guide to excursions. *VTS pri GÚDŠ Bratislava, 82.*

Michalík, J., Reháková, D., Peterčáková, M., 1990: Ku stratigrafii hraničných jursko-kriedových súvrství v kysuckej sekvencii bradlového pásma Západnych Karpát, profil Brodno pri Žiline. *Knih. Zem. Plyn. Nafta, 9b., 51 - 71.*

Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *Slov. pedag. naklad., Bratislava, 359.*

Mišík, M. & Borza, K., 1976: Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol., 30, 5 - 49.*

Mišík, M. & Rakús, M., 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. *Sbor. geol. Vied Západ. Karpaty, rad ZK 1, 159 - 199.*

Mock, R., 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. *Geol. Zbor., SAV XXII, 2, 241 - 260.*

Papp, A., Cicha, I. & Seneš, J., 1978: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. VI. M_4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). *Veda, SAV Bratislava, 594.*

Salaj, J., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *GÚDŠ, Bratislava, 180.*

Samuel, O., Salaj, J. & Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 81 - 111.*

Seneš, J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. *Geol. Práce, Monogr., Sér. 1, 171.*

Schafarzik, F. & Szontagh, F., 1896: Az aquitán emelet elöfordulása Szob vidékén. *Földt. Köz., Budapest, 12, 214 - 218.*

Steininger, F. F. & Nevesskaya, I. A., 1975: Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages. Vol. 2.

Vašíček, Z. & Michalík, J., 1986: Lower Cretaceous ammonites of the Manín Unit (Mt Butkov, Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 449 - 781.*

Vašíček, Z. & Michalík, J., 1988: Some heteromorphic ammonites from Polomec (Hauterivian/Barremian, Central Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 6, 655 - 674.*

Vašíček, Z., Reháková, D., Michalík, J., Peterčáková, M. & Halásová, E., 1992: Ammonites, aptychi and microplankton from the Lower Cretaceous Pieniny Formation in the "Kysuca Gate" near Žilina (Western Carpathian Kliipen Belt, Kysuca Unit). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 16, 43 - 57.*

Vašíček, Z., Michalík, J. & Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria, 10, 169.*

Vašíček, Z., Michalík, J. & Reháková, D., 1995: Hauterivian/Barremian boundary in the Western Carpathians. *II. Int. Symp. Cret. Stage Boundaries, Brussels. Abstr., Vol. 122. Veda, SAV Bratislava, 364.*

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 29, č. 2

Obsah

Geológia a geológovia 21. storočia 1
Životné prostredie v počítačovej sieti Internet 4
Sliačske minerálne vody v rukopisnej pozostalosti Mateja Belu 6
Únia geologických asociácií Slovenska (ÚGAS) a ambície na vstup do Európskej federácie geológov EFG 7
Zo života SGS (Seminár: Geochemicko-environmentálny výskum okolia Banskej Štiavnice , Myjavy a Senice a seminár: Alpínsky tektonicko-metamorfný vývoj veporika) 9
Výskyt hexahydritu (sakiitu) na južnom okraji Pálenice pri Tatranskej Kotline 13
Kronika 14

Geológia a geológovia 21. storočia

DUŠAN HOVORKA

Do prvého dňa 3. tisícročia chýbajú už iba tri roky, a preto je najvyšší čas zamyslieť sa nad poslaním, perspektívou, ale aj obsahom geológie ako vedy i ako odvetvia hospodárskej činnosti v 21. storočí. Zamyslenie je o to naliehavejšie, že posledná dekáda nášho storočia prináša stále nové dôkazy o nezastupiteľnej úlohe geovied (ide o vedy o Zemi v širšom, no najmä vedy o abiotickej časti geoidu v užšom slova zmysle) pri zaisťovaní podmienok udržateľného života na Zemi.

Grandiózne projekty superveľmocí zo 60. a 70. rokov v oblasti poznávania terestrických planét nepriniesli nevyslovenú, ale v podvedomí živenú myšlienku o existencii bohatých a ľahko osvojiteľných zdrojov surovín na najbližších planétach slnečnej sústavy. Tento tajný, želaný sen ľudstva sa nesplnil. Tvrdá realita dneška bude platiť aj v 21. storočí: kôra (litosféra) Zeme bola nielen miestom zrodu ľudskej civilizácie, ale je a aj v 21. storočí zostane výhradným miestom vzniku a akumulácie všetkých druhov surovín pokrývajúcich potreby ľudstva.

A počet obyvateľov našej planéty ustavične stúpa: menej výrazne v Európe a v Severnej Amerike, ale podstatne intenzívnejšie v Ázii, Afrike a v Južnej Amerike. Rast ľudskej populácie, ale aj zavádzanie nových (dopravných, komunikačných, databázy vytvárajúcich, ako aj oddychových a zábavných) systémov si v druhej polovici tohto storočia vyžiadali vyťaženie a spracovanie viac surovín, ako sa použilo v celej dovtedajšej histórii. Spotrebu významne ovplyvnil aj vojenský priemysel a regionálne konflikty v rozličných častiach sveta. A nastúpený trend sa v najbližších desaťročiach ťažko zmení. Veď najmä šťastnejšia časť ľudstva, žijúca v prosperujúcich spoločenstvách, sa sotva bude chcieť zrieknuť dosiahnutého životného štandardu, t. j. dobrých ciest, moderných, rýchlych železníc či leteckej dopravy, ale aj rozmanitého tovaru dennej potreby alebo elektronických zariadení každého druhu ai.

Po takomto úvode je čas položiť provokačnú otázku geológii, aj geológom: ako sa vyrovnajú s naliehavými úlohami blízkeho zajtraška pri obstarávaní stále nových zdrojov surovín (kovov a nerudných surovín, pitnej a úžitkovej vody, energetických surovín, ale súčasne aj vhodných a ekologicky spoľahlivých odkalísk komunálneho, toxického a rádioaktívneho odpadu), pri monitoringu a minimalizácii prírodných katastrof (zemetrasení, povodní, zosuvov pôdy a skalných masívov, sopečných explózií, rádónového rizika), ako sú pripravení vzájomnou spoluprácou čeliť hroziacej dezertifikácii miernych klimatických pásiem, globálnemu otepľovaniu alebo pri nastupujúcej všeobecnej devastácii ornej pôdy.

Mnohé náročné úlohy čakajú geológov v doprave, t. j. pri výstavbe moderných pozemných a podzemných komunikácií, v príprave podzemných priestorov (hál) pre niektoré (najmä hlučné) výrobné procesy ai.

Aj tento, vonkoncom nie vyčerpávajúci prehľad úloh geológie a geológov 21. storočia, načrtáva potrebu zosumarizovať ciele aj postupy na ich dosiahnutie. Otázka dňa preto znie: „Ako na to, geológovia?"

Výchova geológov pre 21. storočie

Pre poslednú dekádu 20. storočia je príznačný nastúpený trend „ekologizácie" života spoločnosti. Je zrejmé, že sa „ekologické povedomie" v blízkej budúcnosti bude musieť stať súčasťou národnej kultúry či kultúry národa. Takýto trend aspoň čiastočne zachytila aj geológia, ak jej vstup do oblasti životného prostredia nebol v každom smere rovnako úspešný.

Pokus objektivizovať smerovanie univerzitnej prípravy odborníkov v geovedách (resp. ekogeovedách) tak, aby sa uplatnili na trhu práce v 21. storočí, vedie k nasledujúcim záverom.

- Tak trochu romantický alebo aspoň romantizujúci, no zároveň aj čiastočne dobrodružný aspekt práce terénneho geológa (najmä v exotických krajinách iných kontinentov), charakteristický pre polovicu 20. storočia, bude ustavične slabnúť. Geovedec či geovedne vzdelaný odborník 21. storočia bude stále viac „laboratórnym" pracovníkom. Je zrejmé, že už aj geológ posledného desaťročia tohto storočia prechádza rozličnými stupňami svojho profesionálneho vývoja: od výlučne terénnych pozorovaní cez ich kombináciu alebo potvrdenie laboratórnou činnosťou (a technikou) až po modelovanie geologického vývoja a geologickej stavby, ale vždy pri zachovaní priority vstupných informácií z priameho terénneho pozorovania.

- Ústredným činiteľom každého vzdelávacieho procesu je osobnosť učiteľa. Aj učiteľ základnej a strednej školy bude musieť byť všestranne vzdelaný a svoje vzdelanie si bude musieť ustavične dopĺňať celoživotným postgraduálnym štúdiom. Atestácie u lekárov sa jednoznačne osvedčili. Prečo by sa takýto spôsob nemal nenapodobniť? Aj nároky na univerzitného učiteľa primerane stúpnu. Okrem ľudských kvalít bude musieť byť výraznou a medzinárodne uznávanou vedeckou osobnosťou. Vyplýva to už zo súčasnej úlohy vychovávať vedecký dorast v 3. úrovni vysokoškolského (doktorandského) štúdia, v ktorom má univerzitný učiteľ funkciu školiteľa garanta. V budúcnosti výrazne stúpnu požiadavky na individuálnu prípravu vyhranených talentov.

- Podobne ako iní tvoriví pracovníci, aj geovedne vzdelaní odborníci ako nevyhnutnú súčasť vlastnej profesie budú musieť (resp. musia už dnes) ovládať aspoň dva svetové jazyky. Táto požiadavka je, žiaľ, veľmi slabo zakotvená v koncepcii nášho stredoškolského štúdia.

- Všetci tí, ktorí budú pôsobiť vo vedeckom výskume, ale aj v rozhodovacom konaní (teda budú pracovať na rozličných úrovniach štátnej správy) budú musieť zvládnuť celý systém fungovania abiotickej a biotitickej prírody. Na podstatne vyššiu úroveň bude musieť stúpnuť právne vedomie každého príslušníka ľudskej spoločnosti, univerzitne vzdelaného odborníka zvlášť.

- Výchova vôbec bude musieť plniť nasledujúce základné požiadavky.

a) Vo výchove univerzitne vzdelaných odborníkov musí mať miesto aj všeobecná etická výchova, resp. aj špeciálna, napr. dotýkajúca sa autorskej etiky, autorského práva alebo aj úcty k vytvoreným hodnotám a k autorom z minulosti. Od novej generácie geológov je prirodzené očakávať, že bude schopná komunikovať s odbornou komunitou i so spoločnosťou vôbec, no zároveň aj s oponentom alebo zástancom iného odborného názoru. Pri manažérskych typoch odborníkov treba už vo výchove posilňovať vedomie citlivého vzťahu k spolupracovníkom aj k podriadeným, ako aj schopnosť argumentmi presvedčiť kolektív o správnosti prijatého variantu riešenia.

b) Výchova novej generácie geológov sa pravdepodobne bude riadiť aspektmi obsiahnutými v tomto príspevku.

c) Výchova vedeckého dorastu musí smerovať k tomu, aby novú vedeckú generáciu (t. j. tých, ktorí prejdú doktorandským štúdiom) predstavovali všestranné osobnosti akceptované odborníkmi krajiny (štátu), jej populáciou (na základe vedecko-popularizačnej činnosti) a zahraničnými odbornými kruhmi.

d) Bude treba zvýšiť všeobecnú úroveň poznatkov o Zemi v širokej verejnosti. Platí to najmä o skupine majetných (ktorí budú môcť sponzorovať všeobecnoprospešnú alebo vedecko-výskumnú činnosť) a o ľuďoch pôsobiacich v rozhodovacom konaní na rozličnej úrovni.

- Geológovia 21. storočia budú z hľadiska profesie tvoriť dve základné, ale kvantitatívne nerovnako zastúpené skupiny. Výrazne menšiu budú tvoriť geovední odborníci pôsobiaci vo vedeckom výskume a v pedagogickom procese. Zámerne tu nepoužívam termín „základný vedecký výskum", lebo ten bude stále viac plniť potreby spoločnosti. Prípravou na túto formu bude doktorandské (alebo jemu blízke) štúdium 3. univerzitnej úrovne (1. bakalárske, 2. magisterské, 3. doktorandské).

Vedecký výskum budú v rozhodujúcej miere obstarávať vybrané univerzity (tzv. research universities). Výskum bude výrazne internacionálny. Vedecké projekty aj bádateľské tímy sa budú vytvárať na širokej medzinárodnej úrovni.

Druhú - ale nie druhoradú - skupinu, oveľa početnejšiu, budú tvoriť geovedci z aplikačnej sféry. Pôjde o odborníkov širokého (!) profesionálneho zamerania so solídnymi vedomosťami nielen z geologických, ale aj z biologických i právnych vied. Budú pôsobiť v štátnych organizáciách, spravujúcich nerastné bohatstvo krajiny a zaoberajúcich sa jeho optimálnym a ekologicky neškodným využívaním. Súčasne to bude „geologická služba" a „úrady životného prostredia". Príslušníci tejto skupiny budú aj konzultantmi pri stavebnej, technologickej alebo inej činnosti spoločnosti a jednotlivcov.

- Vedy o Zemi musia čo v najkratšom čase zaujať dôstojné miesto vo vyučovaní na stredných školách. Nemalo by ísť iba o istú časť, výsek geovied, ale o prierezový (nie detailný) prehľad „zdravého" fungovania abiotickej prírody v interakcii s biosférou. Geologické poznatky (učivo) by mali byť súčasťou systémového sprístupňovania poznatkov o Zemi. Vhodné učebnice pokladám za nevyhnutnú podmienku úspechu. Mali by obsahovať (kladné aj záporné) príklady z nášho územia. Osvojenie si princípov nekonfliktného fungovania zdravého životného prostredia zo strany školopovinnej mládeže už v prvom desaťročí 21. storočia je prvoradá celospoločenská úloha.

- Široko chápané nevyhnutné minimum o neživej prírode (o Zemi) by mali vyučovať (nie suplovať vyučovanie!) všestranne dobre pripravení učitelia s univerzitným vzdelaním. Pedagogické kádre pre stredné školy so zameraním na abiotické životné prostredie by sa mali pripraviť v predstihu.

Poslanie učiteľa v spoločnosti je a zostane nezastupiteľné. Preto každý učiteľ bude musieť z osobných hierarchií hodnôt permanentné samovzdelávanie a zvyšovanie vlastnej kvalifikácie zaradiť na prvé miesto. Malá komunita, akou je populácia Slovenskej republiky, bude musieť využívať vhodné typy vedeckých a výskumných pracovníkov najmä v najvyšších formách výchovy. Nároky na učiteľa budú stále narastať. Pedagogické pôsobenie musí byť preňho nielen povolaním, ale stále viac aj poslaním. Aby sa tak stalo, musí spoločnosť jeho prácu náležite oceniť. Iba keď sa bude učiteľ plne venovať výučbe (a nerozptyľovať sa zháňaním vedľajšieho príjmu), z výsledku jeho pôsobenia - vzdelanej mladej generácie - bude mať úžitok celá spoločnosť.

- Rastúce požiadavky na komplexnosť výstupov geovied do oblasti životného prostredia si nemožno predstaviť bez výrazne širšej aplikácie matematiky a fyziky (najmä matematickej štatistiky, pravdepodobnostného počtu, fyziky pevných látok či gravimetrie a magnetizmu). Inými slovami: geológia 21. storočia bude technizovanejšia, čiže geológovia budú potrebovať rozsiahlejšie technické/inžinierske vedomosti. Rozšírenie materna-

tiky a fyziky uľahčí aj osvojovanie si prác s počítačmi, zvládnutie softwerov na grafické zobrazovanie mapových a iných (najmä diagramových, blokdiagramových či tabelárnych) výstupov. Globalizácia vedeckých poznatkov si už v súčasnosti vyžaduje zvládnutie práce s elektronickými komunikačnými kanálmi (napojenie na medzinárodné databázy a knižničné centrá, medzinárodné agentúry ap.).

Vedecko-popularizačná činnosť a osveta

Podobne ako výsledky ostatných činností človeka, aj postupné poznávanie Zeme, najmä jej „metabolizmu", by malo krok za krokom prenikať medzi všetkých alebo aspoň väčšinu členov ľudskej spoločnosti. Základným motívom v tejto oblasti by malo byť krédo: „Žijeme na Zemi, poznávajme ju!" Vedúcim aspektom vzdelávania národa musí byť konštatovanie, že ten, kto problematike dobre rozumie (resp. má potrebnú sumu vedomostí), vie sa objektívne, optimálne a koncepčne správne rozhodovať. A práve v popularizácii výsledkov poznávania abiotickej prírody je trestuhodné a do budúcnosti hroziace vákuum, ktoré sa musí odstrániť.

Pokúsme sa aspoň rámcovo zhrnúť vhodné alebo osvedčené formy vedecko-popularizačnej činnosti v rámci geovied orientovaných na široké spektrum konzumentov týchto informácií.

- Najvďačnejšou skupinou na príjem nových informácií - podávaných vhodnou formou - je mládež. Dni „otvorených dverí" niektorých fakúlt sa už stávajú tradičnými. Potenciálni univerzitní poslucháči, zatiaľ stredoškolskí študenti, sa ešte pred rozhodnutím študovať istý univerzitný odbor „in situ" presviedčajú o cieľoch, obsahu a forme štúdia, vybavení laboratórií a katedier, zoznamujú sa so „živými" vedcami alebo vedeckopedagogickými pracovníkmi, o ktorých už možno aj čo-to počuli, alebo od nich aj niečo čítali. Jednou z vhodných a osvedčených foriem popularizácie geologických vied sú krátke (jednodňové) odborné exkurzie do blízkeho okolia. Túto formu práce s mládežou treba len koncepčne domyslieť, propagovať a - v praxi využívať.

- Masové médiá (tlač, rozhlas, televízia) poskytujú pre vedecko-popularizačnú činnosť široké možnosti. Ale koľkí mladí či starší docenti a profesori už napísali vedecko-popularizačný článok do novín, časopisu, reláciu do rozhlasu alebo televízie? Vedecko-pedagogickí pracovníci by sa mali viditeľnejšie prejavovať aj na tomto poli.

- Múzeá sú klasické, spravidla štátom (teda daňovými poplatníkmi) finančne zabezpečované kultúrno-vzdelávacie inštitúcie. Vykonávajú záslužnú osvetovú činnosť; pre budúce generácie zachraňujú hmotné a duchovné dedičstvo národa. Ale je ich činnosť dosť pestrá? Zodpovedá požiadavkám súčasnosti? Je našou povinnosťou pomáhať aj múzeám nápadom, aktívnou účasťou na ich akciách ap.

- UNESCO prostredníctvom projektu Svetové dedičstvo (World heritage) eviduje aj chránené objekty neživej prírody medzinárodného významu. Čo nám bráni navrhovať (pripravovať projekty) zaujímavé prírodné objekty (geologické fenomény) na vyhlásenie za chránené objekty? Nemohlo by sa to robiť formou verejnej súťaže alebo grantových projektov? Za príkladmi netreba chodiť ďaleko. Udržiavanie vybraných geologických lokalít v Maďarsku dokazuje, že aj pri vynaložení prijateľných finančných prostriedkov možno dosiahnuť dlhodobý, ba závideniahodný efekt. Vybrané a udržiavané lokality neslúžia len na vedecké alebo porovnávacie účely, ale sú aj výborným prostriedkom získavania mladej generácie na štúdium geovedných disciplín. V celom kultúrnom svete sa veľkej popularite tešia „ náučné chodníky". Ide o veľmi efektívnu formu propagácie a šírenia poznatkov. Aj na tomto poli máme čo doháňať.

Vážený čitateľ,
ak si tieto námety prečítal až do konca, pravdepodobne nie so všetkými súhlasíš. Ale aby sa záujemcovia o nastolenú problematiku dozvedeli aj o Tvojich predstavách alebo návrhoch, musia ich poznať. Preto neváhaj a prines svoju kožu na trh, lebo iba zverejnené námety možno sústrediť a syntetizovať. A to by malo potom slúžiť na vypracovanie profilu štúdia geovied v blízkej budúcnosti a na využitie geovied v živote celej spoločnosti.

Pri príprave rukopisu týchto poznámok som problematiku konzultoval s RNDr. J. Vozárom, Csc. Za pripomienky a námety mu srdečne ďakujem.

Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave

Katedra ložiskovej geológie ponúka nasledujúce služby spojené s posudzovaním technologických vlastností nerudných surovín:

- Kvantitatívna mineralogická analýza celej vzorky
- Kvantitatívna mineralogická analýza ílovej frakcie
- Zrnitostná analýza nespevnených vzoriek
- Stanovovanie celkového merného povrchu
- Stanovovanie katiónovej výmennej kapacity
- Distribúcia veľkosti častíc surovín
- Kryštalochemická charakteristika ílových surovín
- Sorpčná charakteristika silikátových surovín vo vzťahu k toxickým a rádioaktívnym prvkom
- Desorpčná charakteristika silikátovej vzorky
- Odolnosť vzoriek voči kyselinám
- Pufračné vlastnosti surovín
- Schopnosť bentonitu vytvárať molekulové sitá pilierovaním
- Fázové prechody nerudných surovín pri tepelnom opracúvaní
- Stabilita a trvanlivosť stavebného kameňa na základe stanovenia smektitového čísla

Uvedené technologické vlastnosti surovín stanovujeme pomocou týchto prístrojov:

- Rtg. difrakcia - Philips 1750, Dron
- IČ spektroskopia - FTIR Nicolet Magnum
- Elektrónová mikroskopia - SEM, TEM, STEM, Jeol
- Lyofylizátor - LWM

spolu s ďalšou štandardnou výbavou laboratórií na separáciu a identifikáciu nerudných surovín.

Životné prostredie v počítačovej sieti Internet

Jozef STANKOVIČ

Silnejúci tlak ľudskej spoločnosti na životné prostredie vyvoláva rad zmien v jej zložkách. Patrí medzi ne aj reakcia spoločnosti najmä na negatívne vplyvy a úsilie chrániť prírodné prostredie. Význam i aktuálnosť hodnotenia životného prostredia sú súčasťou dôvodov, pre ktoré má táto téma miesto aj v počítačovej sieti Internet.

Neopisujeme tu všetky možnosti, ktoré Internet ponúka, pre nedostatok miesta to ani nie je možné, ale upozorňujeme na to, že sa uvedené reprezentatívne adresy s odkazmi dajú získať aj náhodne z mnohých zdrojov, a to:

1) Za celkom krátky čas práce s počítačom na Internete pomocou niektorého z vyhľadávačov, napr.:
   Seznam - http://www.seznam.cz
   U zdroje - http://www.uzdroje.cz
   Yahoo - http://www.yahoo.com
   WebCrawler - http://www.webcrawler.com
   Magellan - http://www.mckinley.com
   Lycos - http://www.lycos.com
   Infosek - http://www.infosek.com
   Hotbot - http://www.hotbot.com
   Excite - http://www.excite.com
   AltaVista - http://www.AltaVista.com

2) Z množstva článkov v časopisoch vychádzajúcich aj v elektronickej podobe v Internete, napr.:
   Svět Internet - http://www.cz/svetint
   Bajt - http://www.bajt.cz
   Computer - http://www.cpress.cz/computer
   CHIP - htp://www.vogel.cz
   Internetworld - http://www.internetworld.cz

Prehľad o inštitúciách a zákonoch na ochranu životného prostredia v Európe (vrátane Českej a Slovenskej republiky) možno získať na adrese:
http://www.igc/apc.org/envlaw/europe/europelaw.html
České ministerstvo životného prostredia:
http://www.env.cz
Mesačník o problémoch životného prostredia (Ekolist):
http://www.ecn/cz/env/organ/bezk/ekolist/index.html
Ekológia v Čechách a nadácia Partnerství:
http://www.bsf.cz/projekt/ekologia.html
Občianske združenie Koniklec starajúce sa o životné prostredie:
http://www.ecn.cz/env/organ/koniklec/akpage.html
Domáca stránka hnutia Greenpeace:
http://www.greenpeace.org
Hnutie Globe združujúce študentov z asi 3000 škôl a z asi 40 štátov:
http://www.globe.gov
Za ďalšiu výbornú akciu možno pokladať aj projekt Athena:
http://athena.wednet.edu
Členom organizácie Earth Watch sa možno stať na adrese:
http://ww.earthwatch.org/EARTHWATCHUS.html
Kanadský ekologický časopis Globe Week:
http://www.sustainability.com/globe96
Hnutie Za stálu zeleň v Kanade:
http://www.evergreen.ca
Celosvetové ekologické hnutie mládeže:
http://server.berkeley.edu
Ekológia v Spolkovej republike Nemecko:
http://www.blueplanet.de/velcome.html
Činnosť Fondu na ochranu zvierat Welcome to the Fund for Animals:
http://envirolink.org/arrs/fund/home.html
Témy o ekológii sú aj na adresách:
http://www.envirolink.org/envirohome.html
http://www.uwex.edu/erc
http://www.ecology.com
O znečistení atmosféry informuje Envirosence Consortium:
http://www.envirosense.gov
Chrániť prírodu znamená mať aj rád zvieratá - Welcome to The Wild Ones Home Page:
http://www.columbia.edu/cu/cerc/WildOnes
Množstvo odkazov na stránky venované ekológii prináša aj Environmental Site of the Week:
http://gladstone.uoregon.edu/~ambiente/envirosite
Ekológia v architektúre Sustainable Design and Culture:
http://www.west.net/ prince
Najnovšie zprávy o životnom prostredí na CNN:
http://www.cnn.com/EARTH/index.html
Miesto, ktoré pomôže zachrániť Zem, ECOMALL a place to help save the Earth:
http://www.ecomall.com
Projekty dotýkajúce sa ochrany životného prostredia v NASA:
http://www.hq.nasa.gov/office/mtpe/science.html
International Rivers Network, ktoré sa stará o čistotu riek:
http://www.irn.org
Novinky o životnom prostredí - Environment Today:
http://enviro.mond.org
Vzdelávacie stredisková venujúce sa životnému prostrediu - Environmental Education Network:
http://www.envirolink.org/enviroed
Najnovšie informácie o ozónovej vrstve a programoch na jej ochranu Zone Action:
http://www.essential.org/orgs/Ozone_Action/Ozone_Actin.html
Kritické ekologické miesta v Severnej Amerike:
http://www.sierraclub.org/ecoregions
Globálne oteplenie a ako proti nemu bojovať:
http://www.aimnet.com/~hyatt/gw/gw.html
Ako myslieť ekologicky:
http://ccat/sas.upenn.edu/~hss265/index.html
Príručka The Handbook for a better future:
http://www.mit.edu/:8001/people/howes/environ.html
Ochrana ekosystému:
http://straylight.tamu.edu/bene/bene.html
Ekologické správy a novinky v sieti ENN (Environmental

News Network):
http://www.enn.com
Dlhodobý ekologický výskumný program LTER:
http://Internet.washington.edu
Obsiahly zoznam environmentálnych zdrojov (stránok, adries) uvádza Regional environmental centrum:
http://www.rec.hu

Okrem toho sú stránky s témou životného prostredia v sieti Internet aj v goferi. Prehľadávanie v ňom je výhodné, lebo ide o pohyb iba v textových súboroch, ktoré sa na obrazovku rýchlejšie načítavajú ako stránky www, ktoré niekedy obsahujú aj veľmi veľa obrázkov. Z vyhľadávačov goferu spomenieme aspoň Gopher Jewels (goferské šperky) na adrese
gopher://gopher.csv.warwick.ac.uk/11/remote/other-gopher/Gopher_Jewe
ktoré zhromažďujú odkazy na zaujímavé gofery a triedia ich podľa tém. Tento gofer dnes obsahuje obrovské množstvo odkazov dotýkajúcich sa i životného prostredia, ale východiskom môže byť aj adresa Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave
gopher://gopher.nic.fns.uniba.sk
ktorú vytvorila, udržiava a aktualizuje Ing. Takácsová:
takacsova@fns.uniba.sk

Tam je v adresári životné prostredie rad podadresárov, napr.: zoznam časopisov zameraných na životné prostredie, spoločností a organizácií zaoberajúcich sa ekológiou a pod. Z časopisov je tu napr. Bulletin REC (Regionálne environmentálne centrum Bratislava), Bulletin SAIA (Slovenská akademická informačná agentúra), Newsletter, Ekopanoráma, Natura i s kontaktnou adresou
http://www.udep.cz/natura
ale aj iné časopisy. REC okrem iného pravidelne (mesačne) uvádza napr. tematický aj lokálny grantový program a prehľad grantov (mená aj s adresami), ako aj ich štatistiku (počet žiadostí, udelených grantov a ich finančné krytie). Je tu aj možnosť napojiť sa na sídlo REC v Szentendre (Maďarsko), kde je na adrese
http://www.rec.hu/REC/Database/Funders
databáza okolo 100 sponzorských inštitúcií a organizácií poskytujúcich finančné prostriedky na ekologické projekty pre mimovládne združenia v strednej a východnej Európe. Je tam aj adresár nevládnych environmentálnych združení a organizácií na Slovensku (asi 100) a zoznam publikácií vydaných v rámci podpory ETP (Environmental Training Project - Slovensko) s uvedením abstraktu aj knižnice, kde sa dá publikácia požičať.

Tu sa možno napojiť aj na Ministerstvo životného prostredia SR, kde sú nasledujúce informácie o monitoringu životného prostredia:

1) koncepcia informačného systému životného prostredia

2) opis monitorovacích systémov a prostriedkov na poznávanie stavu životného prostredia

3) kontaktné adresy organizácií a osôb vykonávajúcich celoplošný monitoring životného prostredia SR.

S celoplošným sa prelína regionálny a účelový monitoring. Údaje z nich sa poskytujú medzinárodnému monitorovaciemu systému, v ktorom sú zložky životného prostredia, napr. ovzdušie, voda, pôda atď. Aplikáciou a hodnotením sú poverené už jestvujúce organizácie.

Kontaktná adresa Slovenskej agentúry životného prostredia je
sazp@bb.sanet.sk

Na tomto goferi možno nájsť aj odkaz na gofer Technickej univerzity v Košiciach, kde je inštalovaný listový procesor na záujmovú oblasť ekológia. Zaslaním e-mailu na adresu
listproc@ccsun.tuke.sk
a napísaním požiadavky subscribe eko-L <meno> sa možno prihlásiť do tohto elektronického záujmového zoskupenia na Slovensku v Internete. Zaevidovanému účastníkovi diskusnej skupiny sa potom zasielajú diskusné príspevky ostatných členov formou e-mailu a aj on sám môže zasielať dopyty, komentáre a pod. na adresu
eko-L@ccsun.tuke.sk

Obdobné listové servery diskusných záujmových skupín sú aj v iných inštitúciách. Napr. na maďarské regionálne environmentálne centrum REC sa možno napojiť, resp. prihlásiť zaslaním e-mailu na adresu
listserv@rec.hu
a zároveň napísať požiadavku subscribe envevents-L
alebo subscribe envcee-L
a tak sa napojiť na REC CEE (REC for Central and Eastern Europe). Okrem diskusie bude potom účastník pravidelne dostávať aj aktualizovaný kalendár podujatí, ktoré sa plánujú organizovať i zúčastnené inštitúcie a ich členovia (prispievatelia). Harmonogram akcií je prístupný aj na nasledujúcich adresách:
ftp://ftp/rec/hu/vo14/ftp/rec/events
http://www.rec.hu/REC/Databases/Events/EventsFind.html
gopher://gopher.rec.hu

Na takmer všetkých uvedených adresách sa možno dozvedieť aj o plánoch a rozvrhu akcií, najmä konferencií, seminárov, kongresov, výstav, výročných stretnutí a pod., často medzinárodných. Je potešiteľné, že aj u nás sú stále častejšie akcie, ktorých priebeh od samého začiatku možno sledovať v Internete. Ako zaujímavosť uvádzame zmienku o konferencii Environmentálne aspekty procesov zvetrávania, ktorú usporiadala katedra mineralógie, petrografie a geochémie Prírodovedeckej fakulty Masarykovej univerzity v Brne 1. - 3. decembra 1996 pri príležitosti otvorenia IGCP projektu Anthropogenic Impact on Weathering Processes. Podrobné informácie o tomto podujatí sa dali získať na adrese
http://www.sci.muni.cz/~sulovsky/igcp405html
alebo na kontaktných adresách organizátorov:
sulovsky@sci.muni.cz
jzeman@sci.muni.cz

Na uvedenej adrese URL sa bolo možno zoznámiť s prípravou a programom akcie, dostať aj zaslať prihlášku, inštrukcie o publikovaní príspevkov v zborníku z konferencie, príp. v osobitnom výtlačku časopisu Folia Facultatis Scientarium. Zároveň bola možnosť prezerať aktuálny zoznam prihlásených účastníkov a témy ich príspevkov.

Na záver akceptujeme, že akýkoľvek dômyselný a moderný informačný systém je iba nástrojom, nie cieľom, a preto aj informácie a stránky s témou životného prostredia v Internete treba chápať ako súčasť systému koncepčného ozdravovania životného prostredia a doklad o pozitívnom vývoji tejto dôležitej oblasti.

Sliačske minerálne vody v rukopisnej pozostalosti Mateja Belu

AUGUSTÍN REBRO

Uhličité termálne a minerálne vody na sliačskom úbočí boli a sú známe liečivými a v minulosti aj zhubnými účinkami. Práve ich ničivá schopnosť vzbudzovala veľkú pozornosť nielen jednoduchého ľudu, ale aj vzdelancov. Na vysvetlenie sa muselo počkať dovtedy, kým vzdelanci nezistili, že nie voda hubí vtákov a iné zvieratá, ale exhaláty vystupujúce z prameniska. Aj na ich presné pomenovanie sa muselo čakať istý čas.

Podľa súčasných poznatkov prvé písomné pamiatky potvrdzujúce, že zhubnosť nemožno pripisovať vode, ale exhalátom, pochádzajú až z 18. storočia, teda z obdobia, keď „veda za stôl sadla" a začala vysvetľovať, čo bolo dovtedy zahalené tajomnosťou, zázračnosťou práve pre nedostatok exaktného poznania. Nemožno sa tomu čudovať, veď prienik do hĺbok prírodných zákonov bol veľmi pomalý a navyše ho obmedzovala predpojatosť či predsudky vrchnosti, ale aj mnohých tiežvedcov. Je známe, že sa originálne, hoci správne vedecké názory a poznatky v tom čase presadzovali veľmi ťažko a sporadicky a ani potom v širších vrstvách nevzbudzovali dôveru.

V našom teritóriu v 18. storočí otvárali brány poznania absolventi vysokých škôl, univerzít, u nás v Trnave a vo veľkej miere absolventi nemeckých univerzít, kam od nás odchádzali študovať najmä protestantskí študenti. Boli to potom najmä lekári a pedagógovia s prírodovedným zameraním. Oni zachytávali vývojový trend premeny alchýmie na chémiu a farmáciu. Práve oni vysvetľovali dovtedy neznáme, tajomné, ale aj užitočné v prírodnom prostredí. Veľký zástoj v tomto ohľade mala u nás osobnosť nad iné rozhľadená, veľký vedec a manažér Matej Bel, označený neskôr ako „magnus decus Hungariae" - veľká ozdoba Uhorska. On sústredil okolo seba nadšencov vedeckého poznania a z tohto okruhu začali vychádzať odborné práce, ktoré sa dôstojne zaradili do pokladnice európskej vedy. Žiaľ, nie všetky uzreli svetlo sveta. Medzi také patria aj rukopisy, ktoré sú v pozostalosti Mateja Bela.

Zhodou okolností sa mi z arcibiskupského archívu v Ostrihome podarilo získať kópie dvoch rukopisov z pozostalosti Mateja Bela, ktoré sú z hľadiska poznania názorov a údajov o minerálnych vodách na Sliači významné. Sú už z prvej štvrtiny 18. storočia. Jeden z rukopisov je evidentne z pera M. Bela a druhý vypracoval jeho priateľ, známy banskobystrický lekár Karol Otto Moller (1670 - 1747). Keďže sa o týchto rukopisoch na Slovensku doteraz vedelo iba v náznakoch, bude vhodné informovať o nich, a tak poslúžiť nielen balneolológom, ale aj hydrogeológom, a najmä známym kúpeľom na Sliači. Texty rukopisov som už preložil do slovenčiny a čakajú iba na edičnú príležitosť. Text K. O. Mollera má 25 a M. Bela o otravných vodách 9 strán.

Matej Bel v diele Hungariae novae et antiquae prodromus - Úvod do dejín dávneho a súvekého Uhorska, vydanom roku 1723 v Norimbergu (ďalej Prodrom), ktoré malo byť akousi ukážkou, koncepciou alebo projektom rozsiahlejšieho diela, spomína iba priehlbeň, prepadlinu (scrobs) s otravnou vodou v Rybároch, ale sľubuje, že o tom bude podrobnejšie písať neskôr. Sľub splnil vo svojom hlavnom diele Notitia Hungariae novae historico-geographica - Historické a zemepisné vedomosti o súvekom Uhorsku (1736), a to pri opise Zvolenskej stolice.

V Prodrome však uviedol už aj vzorové spracovanie vôd a kúpeľov v Sklených Tepliciach a Vyhniach, ktoré pre jeho vedecký zámer vypracoval Karol Otto Moller, banskobystrický lekár. Rukopis, ktorý sme našli v arcibiskupskom archíve v Ostrihome pod menom M. Bela a má názov De thermis Ribariensibus - O Rybárskych kúpeľoch, formálne, ale aj vecne korešponduje so vzorovým opisom K. O. Mollera v Prodrome. Podľa tejto formálnej indície, spracovania fyzikálnych a chemických rozborov vody, ako aj medicínskej časti predpokladáme, že aj tento rukopis vyšiel z dielne K. O. Mollera. Tak ho aj predstavujeme. M. Bel totiž nebol v analytickej chémii a v medicíne natoľko erudovaný, aby bol schopný takého podrobného a špecificky zameraného odborného spracovania.

Pre sliačske kúpele, resp. pre ich minerálne a termálne vody má tento rukopis viaceré priority. V prvom rade ide o prvé známe súborné spracovanie histórie, prírodných osobitostí vody a terapeutickej aplikácie. V detailoch sa napríklad možno dozvedieť, že začiatky kúpeľného využitia týchto vôd treba posunúť až do 13. storočia, teda do obdobia nemeckej kolonizácie. Chemický rozbor vody tu možno takmer s istotou pokladať za vôbec prvý na Sliači. Navyše sa v tomto rukopise už objavuje aj názov Sliač, ako ho už v tom čase používal tamojší ľud, hoci oficiálne sa v úradnom zázname objavil až roku 1773. Rukopis pravdepodobne vznikol niekedy začiatkom dvadsiatych rokov 18. storočia, keď K. O. Moller písal svoje príspevky do Prodromu o Sklených Tepliciach a Vyhniach.

Rukopis má pre balneohistóriu Sliača veľký význam, ale v archíve sa našli dva rukopisy s tou istou problematikou. Jeden je aj s poznámkami, vsuvkami a s opravami. Akiste to bol pôvodný nečistopis. Druhý rukopis je už uhladený, bez väčších zásahov, pripravený ako čistopis do tlače. Sú v ňom údaje, ktoré obohacujú naše poznanie o vode z týchto zdrojov, o mieste ich výskytu a o kúpeľnom využití.

Autor rukopisu dáva kapitolkám vo vopred uvedenom prehľade alebo obsahu významovú náplň a potom sa tieto kapitolky uvádzajú iba v paragrafoch s rímskymi číslicami.

Druhý rukopis je už z dielne samého M. Bela. Ide vlastne o časť z rozsiahlejšieho konceptu avízovaného už v Prodrome. M. Bel zamýšľal napísať samostatnú prácu De admirandis Hungariae aquis - O podivuhodných vodách Uhorska. V nej podľa úvodu nájdeného rukopisu píše, že sa zameria v prvom rade na tzv. zdravé vody (salutares) určené na pitie. Potom sa mal orientovať na otravné vody (lethiferae). Ďalej plánoval spracovať tzv. melatické vody, využívané pri výrobe medi (Špania Dolina, Smolník ai.). Pozornosť chcel upriať aj na kameňotvorné vody (lapidiscentes), ktoré vytvárajú travertínové polia a kopy. Osobitne sa chcel venovať vodám s rozličným zafarbením a vodám, ktoré bývajú ľadové aj v letnom období.

V nájdenom rukopise sú texty iba o prvých dvoch druhoch. Nevieme, či autor rukopis nedokončil alebo sa zvyšná časť dostala nevdojak inde. Prvá časť sa nedotýka vôd na Sliači, zato druhá sa zaoberá iba otravnými vodami na Sliači. V nej sa pertraktujú práve otázky známeho prameňa, ktorý sa odpradávna pokladal za smrtiaci. Veľmi dôležité sú tu aj situačné údaje, pre-

tože v našom období je - alebo bol spor - o jeho umiestnení. M. Bel v rukopise uvádza, že „priehlbina je vzdialená od Rybárskych kúpeľov (boli viac na SZ ako dnes), asi 600 krokov smerom na J a otvára sa v trochu zvážnej dolinke na lúke neveľkej rozlohy už na jej južnom okraji a v susedstve má prameň kyselky, ktorú tunajší obyvatelia hodnotia ako veľmi zdravú."

Stať M. Bela o zhubných vodách nie je iba opisná, ale má i výskumnú povahu, a čo je veľmi významné, autor vo výskume vychádzal z vlastnej skúsenosti.

M. Bel vo svojom hlavnom diele Notitia Hungariae novae historico-geographica - Historické a zemepisné vedomosti o súvekom Uhorsku (1736) venuje veľkú pozornosť Sliaču a Sliačskym vodám pri opise Zvolenskej stolice. V opise sa odráža srdečný vzťah M. Bela k tomuto miestu, kde sa aj liečil. V opise sa po prvý raz objavuje konštatácia, že nie sliačske vody, ale iba exhaláty z nich majú zhubné účinky. Ako dôkaz uvádza, že sa sám vody z týchto zdrojov viackrát a bez následkov napil.

Rukopisy preložené a pripravené do tlače aj napriek svojmu historickému významu nenachádzajú porozumenie v novom vedení kúpeľov.

Únia geologických asociácií Slovenska (ÚGAS) a ambície na vstup do Európskej federácie geológov (EFG)

RUDOLF ONDRÁŠIK a VLADIMÍR HANZEL

Po dlhších diskusiách a zatiaľ neúspešnom rokovaní o vytvorení komory sa predstavitelia jednotlivých profesijných odborných geologických asociácií ako samostatných právnych subjektov v zmysle ustanovenia §16 zákona č. 83/1990 Z. z. o združovaní občanov dohodli na vytvorení spoločného orgánu pod názvom Únia geologických asociácií Slovenska (ÚGAS).

ÚGAS 24. apríla 1996 vytvorili nasledujúce právne subjekty:
Slovenská asociácia hydrogeológov (SAH),
Slovenská asociácia inžinierskych geológov (SAIG),
Slovenská asociácia ložiskových geológov (SALG),
Asociácia geológov Slovenska (AGS),
Slovenská asociácia geofyzikov (SAG).

V stanovách ÚGAS je zakotvené, že jej cieľom je koordinovať činnosť profesijných asociácií vyplývajúcu z ich spoločných záujmov vo vzťahu k iným domácim a zahraničným organizáciám, ako aj k orgánom štátnej správy a miestnej samosprávy. ÚGAS nemá právo zasahovať do stanov členských organizácií, ktoré sú samostatnými a rovnoprávnymi subjektmi. Sídlo ÚGAS je v Mlynskej doline 1, 817 04 Bratislava. Činnosť ÚGAS riadi rada Únie, v ktorej každú asociáciu zastupuje prezident (predseda), a jeden delegovaný člen. Ich funkcie v rade sú nezastupiteľné. Rada sa schádza na podnet ktorejkoľvek zo združených asociácií, najmenej však dvakrát za rok.

Na čele Únie je prezident ÚGAS. Volí ho rada na dva roky tak, aby sa postupne vystriedali všetky asociácie. Na rovnaké obdobie rada volí aj tajomníka, ktorý súčasne vykonáva funkciu hospodára. Prezident je oficiálnym zástupcom Únie, riadi sa uzneseniami rady, pripravuje a zvoláva jej zasadania a v období medzi zasadaniami vybavuje agendu ÚGAS. Uznesenia rady sú platné, ak za ne hlasujú všetky združené asociácie.

Únia hospodári samostatne s finančnými prostriedkami, ktoré jej na činnosť poskytujú asociácie. Príspevok asociácií sa určuje podľa počtu ich členov. Výška príspevku na jedného člena sa stanovuje ročne, a to podľa konkrétnych potrieb Únie vychodiacich z rozpočtu na príslušný rok. Výsledky hospodárenia kontroluje a schvaľuje rada.

Za prezidenta Únie bol na prvé funkčné obdobie zvolený Rudolf Ondrášik a za tajomníka Vladimír Hanzel.

Medzinárodnou organizáciou združujúcou profesijné asociácie geológov v Európe je Európska federácia geológov (EFG). Tá v súčasnosti združuje viac ako 65 000 geológov z 13 členských štátov (pozri pripojenú mapu). Zástupcovia ďalších siedmich štátov majú štatút pozorovateľa.

EFG má nasledujúce ciele:

1. Reprezentovať geologickú profesiu v Európe.

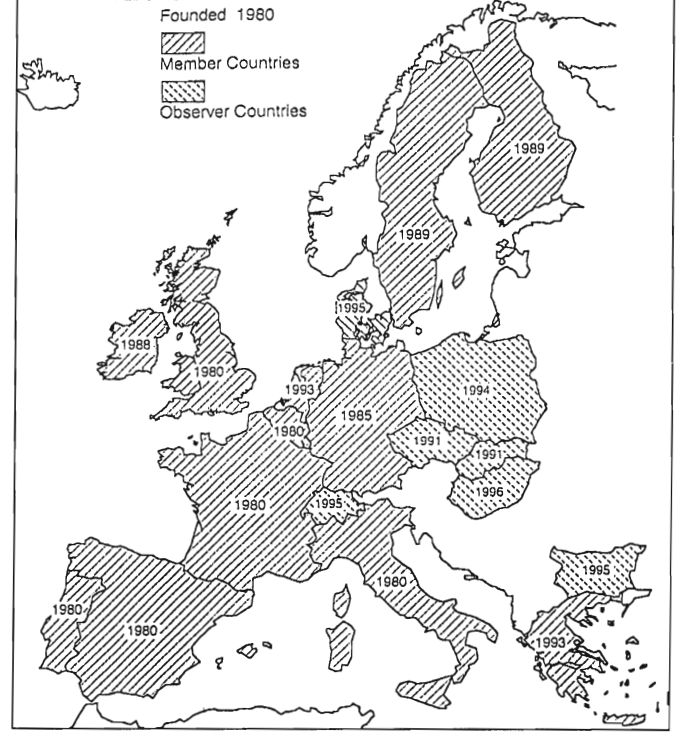
2. Ochraňovať a podporovať súčasné a budúce záujmy geologickej profesie v Európe, najmä:

- garantovať voľný pohyb geológov v Európe a vzájomne uznávať akademickú a odbornú kvalifikáciu na základe prijatia titulu európsky geológ,
- podporovať a zosúlaďovať vzdelávanie a výchovu,
- presadzovať kód profesionálnej etiky EFG,
- poskytovať rady a pomoc kmeňovým členom národných asociácií.

3. Podporovať európsku geologickú politiku vo vzťahu k zodpovednému využívaniu prírodných zdrojov Zeme.

K uvedeným okruhom problémov bude EFG predkladať dokumenty orgánom Európskeho spoločenstva. Členské odborné asociácie môžu tiež posielať kópie všetkých dokumentov predložených Európskej únii príslušným reprezentatívnym orgánom svojich krajín.

Každú členskú krajinu zastupujú najviac dvaja delegáti určení



alebo zvolení príslušnou národnou asociáciou. Schôdzky výboru EFG sa konajú raz do roka, zakaždým v inej členskej krajine. Oficiálnym jazykom EFG je angličtina, francúzština a španielčina. EFG vydáva aj informačný časopis Europages a odborný časopis Európsky geológ, ktoré si záujemcovia môžu požičať v knižnici Geologickej služby SR.

Štatút pozorovateľa nebol v minulosti časovo obmedzený. Na poslednom zasadnutí výboru EFG v Ríme v novembri minulého roku sa stanovila maximálna dĺžka štatútu pozorovateľa na tri roky. V tejto súvislosti našich zástupcov požiadali, aby sa Slovensko v tomto roku rozhodlo buď požiadať o členstvo, alebo odstúpiť.

Podmienky členstva v EFG

Podľa štatútu EFG musia byť na vznik členstva splnené nasledujúce podmienky.

Národná profesijná organizácia musí sekretariátu EFG oznámiť oficiálne vymenovaných reprezentantov do výkonného výboru EFG a potvrdiť, že budú v tejto funkcii aspoň tri roky.

Výsledky volieb v národnej asociácii (t. j. vymenovanie nových členov národného výboru) treba poslať ako informáciu sekretariátu EFG hneď po voľbách.

Všetky národné asociácie združujúce sa v EFG sú povinné sprístupniť sekretariátu EFG kópiu ich štatútu a pravidiel a poskytnúť ich verziu v niektorom z oficiálnych jazykov EFG. Pri prihláške novej asociácie sa takýto dokument vyžaduje pred záväznou prihláškou na registráciu.

Každá krajina bude mať jeden hlas, ak asociácia bude mať minimálne 100 potvrdených členov. V krajinách s viac ako jednou národnou asociáciou (čo je iba v prípade Talianska) sa musia asociácie dohodnúť pred hlasovaním. Ak sa nedohodnú, hlas sa nebude počítať.

Na administratívne výdavky a výdavky spojené s aktivitami užšieho a výkonného výboru EFG musia členské asociácie prispievať ročnými poplatkami. Na ich výpočet je vzorec, do ktorého vstupuje počet geológov, hrubý domáci produkt na obyvateľa príslušnej krajiny a priemerný hrubý domáci produkt všetkých členských krajín. Podľa predbežného prepočtu by to v prípade Slovenska bolo asi 500 ECU (niečo viac ako 20 000 Sk) ročne.

Na posúdenie výšky ročného príspevku musí sekretariát každej národnej asociácie poslať sekretariátu EFG číselný stav členstva národnej asociácie každý rok najmenej 60 dní pred dátumom diskusie o rozpočte EFG. Kópia správy z každoročného plenárneho zasadnutia každej asociácie treba poslať sekretariátu EFG.

Na potreby kalkulácie členského sa ako členovia národnej asociácie zaratúvajú odborní geológovia, plný stav členov asociácie, aktívni geológovia, učitelia (na univerzitnej úrovni) a geológovia vo výskume.

Do stavu členstva národnej asociácie sa nezaratúvajú študenti, geológovia na dôchodku, pridružení členovia, kolektívne združení členovia iných spoločností, učitelia (stredoškolskí) a nezamestnaní.

Pri určovaní hrubého domáceho produktu sa vychádza z najnovších publikovaných údajov OEDC (Organizácie pre hospodársky rozvoj a spoluprácu).

Ročný členský príspevok platí každá členská krajina sekretariátu EFG vo francúzskych frankoch.

Ako informáciu uvádzame Kódex profesionálneho správania sa uplatňovaný v Európskej federácii geológov.

Kódex profesionálneho správania sa Európskej federácie geológov

Preambula

Geológia je veda zaoberajúca sa zložením, štruktúrou, históriou a vývojom Zeme, ako aj aplikáciou tejto vedy. Geologická činnosť je povolaním pre tých, ktorí majú požadovanú kvalifikáciu alebo odborné skúsenosti uznané príslušnými národnými orgánmi, alebo zo zákona a ktorí sa živia hlavne touto prácou.

Všeobecné zásady

1. Všetci geológovia, ktorí sa riadia týmto kódexom, musia pri svojej odbornej činnosti brať do úvahy úroveň a ducha nasledujúcich bodov tak, aby nepoškodili česť odboru.

2. Výsada vykonávať odbornú geologickú činnosť vyžaduje najvyššiu úroveň integrity morálky, odborných vedomostí a morálnej zodpovednosti.

3. Geológ je zodpovedný za dojem, ktorý vyvoláva o svojom odbore činnosti v predstavách okolia a širokej verejnosti.

4. Geológ je povinný zachovávať odborné tajomstvá a chrániť tretie stránky.

Vzťahy k iným geológom

5. Pri činnosti geológa smerujúcej proti záujmom jeho kolegov, zamestnávateľov a proti tretím stránkam, s ktorými je v kontakte, sa musia dodržiavať pravidlá spolupatričnosti a čestnosti. Osobitne sa vyžaduje nezverejňovať informácie, ktoré by mohli poškodiť dobrú povesť kolegov.

6. Geológ nesmie prepožičať svoje meno na niečo, čo je nepravdivé, ani uzatvárať dohody, ktoré by ohrozovali postavenie jeho zákazníka.

Vzťahy so zákazníkmi

7. Geológ musí vždy informovať svojho zákazníka o jestvujúcom obmedzení možného využitia poskytnutých odborných služieb v praxi, najmä keď sa zákazníkovi pritom môžu zvýšiť náklady.

8. Geológ sa musí vystríhať akejkoľvek nedbanlivosti v odbornej činnosti, najmä ak sa tým zvyšuje riziko materiálneho alebo morálneho poškodenia zákazníka alebo životného prostredia.

9. Geológ nesmie meniť alebo odmietať existenciu faktov alebo prijatých technických a vedeckých právd, ktoré môžu zvýhodniť zákazníka alebo zmiasť verejnosť.

10. a) Geológ nesmie sľubovať alebo zverejňovať odborné rady, ktoré sa nemôžu pravdivo a objektívne doložiť, ani vyhľadávať možnosti na zverejnenie odbornej kvalifikácie, akú v skutočnosti nemá, aby získal zákazníka.

b) Geológ musí poskytnúť konzultáciu alebo radu iným špecialistom vždy, keď tým zlepší služby v prospech zamestnávateľa alebo zákazníka. V záveroch musí rozlíšiť, čo vykonal sám a čo jeho kolegovia.

c) Ak po poskytnutí odbornej rady má geológ obavu, že sa nádejite nerešpektovala, bez ohľadu na vlastné postavenie musí informovať príslušnú zodpovednú osobu o prípadnom riziku.

11. Geológ by nemal zobrať funkciu experta v iných oblastiach záujmu, ako prevzal vo vzťahu k niektorému zo svojich riadnych zákazníkov alebo k niekomu, komu už raz radu poskytol.

Používanie tohto kódexu

12. Predložený kódex správania používajú všetci geológovia patriaci do niektorej odbornej asociácie, ktorá je členom Európskej federácie geológov.

13. Musí sa zachovávať vo všetkých krajinách, v ktorých geológovia pôsobia, tak, ako je definované v bode 12.

14. Ak existuje uznávaný miestny kódex správania, geológovia by ho mali zachovávať za predpokladu, že jeho rozsah alebo úroveň nie sú horšie od tých, ktoré sú v predloženom kódexe.

Seminár Geochemicko-environmentálny výskum okolia Banskej Štiavnice, Myjavy a Senice

J. ČURLÍK: **Špecifické problémy acidifikácie pôdy najmä s dôrazom na kyslé sulfidické zvetrávanie**

Acidifikácia pôdy na Slovensku je spätá s nedostatočným vápnením, zmenou jej využitia, kyslými depozíciami, zvetrávaním sulfidov, ako aj s ťažbou, úpravou a spracúvaním rúd. Dôsledkom acidifikácie býva zníženie „pufračného" potenciálu pôdy, pokles pH a s tým späté intenzívnejšie zvetrávanie. Ďalším dôsledkom rýchleho zvetrávania je vylúhovanie živín (Ca, Mg, K, P ap.), pokles efektívnosti hnojenia (fixácia P a jeho imobilizácia) v dôsledku uvoľňovania Al a Fe, nevyrovnanosť vo výžive rastlín (deficit, antagonizmus) a zmeny vo fyziológii mikroorganizmov. S uvedenými procesmi súvisí aj mobilizácia toxických prvkov (najmä ťažkých kovov) z pôdnych zložiek a z materiálov vnášaných do pôdy ľudskou činnosťou.

Postupná acidifikácia pôdy môže ovplyvniť aj acidifikáciu povrchových a podzemných vôd, a tým zvýšiť fónový obsah niektorých stopových prvkov vo vode.

Špecifickým problémom acidifikácie na Slovensku je sulfatické zvetrávanie spojené s výskytom sulfatickej pôdy a zeminy (resp. „parasulfatickej" pôdy a zeminy). Za sulfatickú sa pokladá pôda obsahujúca vo vrchnej časti profilu (do 50 cm) menšie pH ako 4, a to ako dôsledok oxidácie pyritu. Môže obsahovať aj sekundárne sírany, najmä jarosit, ktorý pôde (horizontu) dodáva žltý nádych. Sírna zemina má pH okolo 3,5 a obsahuje oxidovateľné formy S. „Parasulfatická" pôda alebo zemina je taká, ktorá už obsahuje málo pyritu (sulfidov) alebo v ktorej úbytok pyritu spôsobilo staršie zvetrávanie. Takéto produkty sú na miestach pyritizovaných hydrotermálne premenených hornín, na starých haldách a odkaliskách s pyritom, ale „parasulfatické" sú aj premiestnené do alúvií potokov a riek. Spomenuté procesy sa študovali v oblasti stredoslovenských vulkanitov, kde sa vyskytujú najčastejšie.

Predmetom referátu boli teoretické úvahy o spomenutých procesoch, ale aj o ich dôsledkoch na miestach pôvodných zdrojov a v priľahlých horstvách (príklad Štiavnického potoka). Do priľahlých alúvií sa dostávajú klastogénne zložky s obsahom pyritu („parasulfatická" zemina a pôda) ako aj prvky v roztokoch uvoľnené z predchádzajúcich zdrojov. Preto v povodiach potokov a riek vystupujú v pôde prvky viažuce sa v sulfidoch, v sekundárnych oxidoch Fe a Mn, ale aj také, ktoré sa dostali do sorpčných komplexov pôdy po ich prenose v povrchových a podzemných vodách rozpustené. Keďže sa do týchto polôh dostávajú zložky z rozličných bodových zdrojov, majú zvyčajne hromadný účinok (zberná koncentrácia látok).

O. ĎURŽA: **Pôdna kapametria - niektoré problémy jej interpretácie**

Na vplyv podložia na namerané hodnoty magnetickej susceptibility pôdy sme poukázali v našich predchádzajúcich prácach. Neprejavuje sa, ak je podložie rovnorodé, napr. v okolí suchej haldy VSŽ Košice, ale pri meraní v Malých Karpatoch, kde je podložie pestré, áno. Je prirodzené, že hodnota magnetickej susceptibility (æ) je vyššia nad telesami granitu ako nad karbonátmi a najvyššia v oblasti zrudnenia.

Keďže nás zaujíma povrchové znečistenie pôdy ťažkými kovmi, nie ich prínos z materských hornín, sledovali sme, ako to volá Colbourn a Thornton (Alloway et al., 1990), relatívne humusové zvýšenie (RTE), teda pomer koncentrácie prvkov vo vrchnej pôde k ich koncentrácii v podklade ako index kontaminácie pôdy. RTE sme sledovali aj pre hodnoty æ. Pôdnou kapametriou sa totiž sleduje vplyv všetkých, nie jednotlivých ťažkých kovov. Tak sa dá zistiť suma RTE ťažkých kovov a vyhnúť sa sume koncentrácií ťažkých kovov.

Vlhkosť pôdy sa ako ďalší parameter výrazne prejavila na hodnotách nameraných v horúcom a suchom lete roku 1995 a v lete 1996, ktoré bolo chladné a mokré. Preto sme vzorky na sledovanie závislosti æ od vlhkosti odoberali z troch miest, a to v závislosti od počasia, aby mala pôda rôznu vlhkosť. Aj keď sme doteraz odobrali iba šesť sád vzoriek, t. j. 18 bodov, priamouhlá závislosť magnetickej susceptibility pôdy od jej vlhkosti ($r = 0,809$) sa prejavila.

Z toho vychodí, že pri štúdiu magnetickej susceptibility pôdy treba mať okrem vplyvu podložia na zreteli aj vlhkosť a merania urobiť za rovnakých podmienok.

J. FORGÁČ: **Je halda šobovského kremenca pri Banskej Štiavnici veľkou ekologickou haváriou?**

Kremenec vyskytujúci sa na J od kóty Šobov na SV od Banskej Bystrice je chemogénny sediment. Ťaží sa povrchovým lomom a robia sa z neho dinasové tehly. Miestami obsahuje impregnácie pyritu. Časti s pyritom sa odkladajú na haldu ako škodlivina. Hydrokvarcity ležia na vulkanoklastikách a na rozhraní sú malé prameniky.

Holub, Banásová a Križáni roku 1991 zistili pod haldou kremenca acidifikáciu pôdy. Haldu pokladajú za ekologickú haváriu. Začiatkom roka 1996 sa tejto halde v SGS venoval seminár a na ňom ju Šucha et al. označili za veľkú ekologickú haváriu.

Preštudovali sme pH pôdy a zeminy v štyroch hĺbkových úrovniach a koncentráciu toxických kovov v dvoch. Práce sme sústredili do zvodnej oblasti kremenca a zároveň na svahy oblasti. Hodnota pH 2,4 až 3 je iba v úzkom pruhu pod haldou (100 - 150 m) a pH 3 až 4 v dlhodobo zamokrenom úseku, čiže v úseku s dlhodobým vylúhovaním bázických katiónov. Najrozšírenejšia je pôda a zemina s pH 4 až 5 v zvodnej oblasti na J od haldy kremenca, ako aj mimo tejto oblasti.

Z toxických prvkov sme sledovali Pb, Zn, Cd, As, Se a Hg. Ich obsah je takmer rovnaký v zvodnej oblasti, ako aj mimo nej (na S a SV od Kalvárie a na S od odkaliska rudných baní). Koncentrácia Cd, Zn, Se, Hg a As sa pohybuje okolo referenčnej hodnoty, iba Pb má vyšší obsah, čo súvisí s jeho slabou migráciou a s tvorbou nerozpustných zlúčenín. Obsah toxických prvkov ekologickú haváriu nesignalizuje.

Do oblasti šobovského kremenca preniká rudná žila Terézia a Bieder s odžilkami, na S a SV od Kalvárie zas žila Špitaler a Ján. Horniny v širšej oblasti sú hydrotermálne premenené, chloritizované, s impregnáciami sulfidov.

Podľa nášho náhľadu halda šobovského kremenca spôsobuje výraznú acidifikáciu pôdy a zeminy iba v malom úseku pod haldou (100 až 150 m).

Za hlavný zdroj potenciálnej kontaminácie väčšieho rozsahu pokladáme hydrotermálne premenené horniny s obsahom sulfidov, ako aj banskú činnosť. Preto treba environmentálny výskum rozšíriť nielen na bodovú lokalitu šobovského kremenca, ale na celé Štiavnické vrchy.

Pri sírnokyslom zvetrávaní prebiehajúcom v tejto oblasti sa toxické prvky uvoľňujú a prechádzajú do vody a pôdy. Na povrchu sa rozplavujú vo forme iónov suspenzií a klastík, a tak môže vznikať nežiaduca koncentrácia, ako je to napr. v údolí Štiavnického potoka. Toxické prvky sa zároveň môžu dostať do podzemnej vody a znečistiť ju.

J. VESELSKÝ, S. Y. MEJEED, J. MEDVEĎ, O. ĎURŽA a T. LÁNCZOS: **Výsledky predbežného environmentálno-geochemického výskumu okolia Myjavy a Senice**

Z analýzy Slovenskej poľnohospodárskej a potravinárskej inšpekcie v Bratislave vyplynulo, že vo vzorkách pôdy, v napájajúcej a závlahovej vode, v objemových krmivách, v niektorých poľnohospodárskych plodinách, v mlieku a hovädzom mäse v oblasti bývalého Senického okresu sa vyskytuje Hg. Vo vode Teplice, pravého prítoku Myjavy, sa zistil zvýšený obsah Zn (Adamková, 1996), čo znamená zhoršenie jej kvality z 1., resp. 2. triedy (STN pre povrchovú vodu) až na úroveň medznej hodnoty 5. triedy.

Pri riešení grantových projektov environmentálno-geochemického výskumu chránenej krajinnej oblasti Malé Karpaty sme zistili väzbu Hg, As, Sb, Ni, Zn, Cu a Cd na vrchmú (humusovú) časť pôdneho profilu. To potvrdzuje prednostnú väzbu sledovaných toxických prvkov na organické látky.

V oblasti Myjavy a Senice sa na fixovanom profile vytýčeným pozdĺž rieky Myjavy odoberala séria vzoriek pôdy, vody, aktívnych riečnych sedimentov a vykonali sa merania pôdnej kapametrie.

Predbežným hodnotením tejto série vzoriek a meraní metódou pôdnej kapametrie sme zistili prejavy súhrnného znečistenia pôdy. Ide o oblasť železničnej stanice Hlboká, kde bol v pôde vyšší obsah Hg a Pb, zrejme odraz intenzívnej automobilovej prepravy v tomto nákladnom prekladisku. Výraznejší obsah niektorých kovov v skúmanej riečnej vode už komentoval Lánczos (1996). Možno konštatovať, že v pôde a v aktívnych riečnych sedimentoch je v porovnaní s priemerným údajom pre pôdu (Bowen, 1979, ai.) vyšší obsah najmä As, Co, Cr, ale aj Cd. Zistila sa aj nízka, ale stála prítomnosť Hg v pôde sledovanej oblasti. Vyššia koncentrácia Ni, Zn, Cu, miestami aj Co, Cr, Mn a Pb sa identifikovala nielen vo vode a v riečnych sedimentoch, ale aj v pôde vždy pod (v smere toku rieky) väčšími sídelno-priemyselnými aglomeráciami (Myjava, Senica, Brezová pod Bradlom, Šaštín-Stráže). V niektorých prípadoch sa nedá vylúčiť ani vplyv väčších poľnohospodársko-potravinárskych jednotiek. Pri Cd, As, Hg a azda aj pri Pb už teraz možno predpokladať istý prínos aj vzduchom zo vzdialenejších regiónov. Môže to signalizovať obsah týchto prvkov najmä vo vrchnom (humusovom) horizonte pôdy v pramennej oblasti Myjavy.

Zistené údaje treba doplniť podrobnejším a komplexným výskumom. Takúto úlohu obsahuje program schválený príslušnou komisiou Grantovej agentúry Slovenskej republiky.

E. FRANKOVÁ a A. ŠIMONOVIČOVÁ: **Mikroskopické huby v geochemicky znečistenom prostredí**

Mikroskopické huby patria medzi organizmy schopné bez viditeľného poškodenia prijímať z prostredia ťažké kovy v značnom množstve a inkorporovať ich do svojich bunkových štruktúr. To sa uplatňuje najmä pri degradácii organických látok v prostredí znečistenom ťažkými kovmi v disociovanej forme v koncentrácii, ktorá na bakteriálne deštruenty pôsobí toxicky. Práca obsahuje výsledky mykologického rozboru pôdnych a vodných vzoriek s obsahom ťažkých kovov v koncentrácii prekračujúcej indikačnú hodnotu A (Zn, As, Pb, Cu, Cd, Hg, Cr). Zo sedimentov rieky Myjavy a Brezovky sa izolovalo 23 rodov, z odpadovej vody v armatúrke v Myjave (pred úpravou a po nej) 3 rody, z pôdnych vzoriek regiónu Banskej Štiavnice 20 rodov a Žiaru nad Hronom 14 rodov. Najčastejšie sa izoloval rod Rhizopus, Mucor, Trichoderma, Fusarium, Penicillium, Aspergillus, Cladosporium, Paecilomyces, Verticillium a Acremonium. Znečisťovanie životného prostredia vyvoláva zmeny primárnych ekologických faktorov, ktoré priamo pôsobia na pôdny a vodný ekosystém. Z výsledkov vidieť, že pôdne mikroskopické huby majú široké rodové zastúpenie aj v geochemicky silne znečistenom prostredí.

M. KOVÁČIK: **Alpínska metamorfóza kohútskeho pásma**

V predalpínskych metamorfitoch sa sledovali novo sa tvoriace metamorfné minerály, ako je muskovit, paragonit, biotit, chloritoid, staurolit, plagioklas a o grossulárový komponent obohatené prírastkové zóny granátu. K naloženej minerálnej asociácii metapelitov sa zriedka pridružuje aj amfibol tschermakitového zloženia. Na druhej strane sa v amfibolite druhotne tvorí najmä chlorit, biotit, albit, klinozoisit a zároveň pôvodný amfibol hornblendového zloženia zatláčajú fázy obohatené o aktinolitickú zložku. Výrazné prejavy alpínskej metamorfózy sú neskorosynkinematické až postkinematické voči kvázipenetratívnym alpínskym deformáciám (reaktivovaná foliácia, lineácie, krenulácie, „shear-bandy" atď.). Vývoj vznikajúcich minerálov sa zväčša viaže na fluidnú cirkuláciu, čo názorne ilustrujú napr. pseudomorfózy po predalpínskych porfyroblastoch granátu, staurolitu, plagioklasu ap. Popri alkáliách H_2O, Ca, Mg, Si atď. do reakčného systému nezriedka vstupuje aj Al, ktorý sa vo zvyčajných metamorfných podmienkach posudzuje ako imobilný. Voči predalpínskej minerálnej asociácii má alpínska metamorfóza retrográdny ráz, avšak nesie znaky progresívneho metamorfného trendu. Ten sa črtá v zonalite chloritoidu, občas novo sa tvoriaceho granátu, ale aj v sukcesii metamorfných minerálov. Metamorfné podmienky odhadujeme zhruba na 350 - 500 °C pri tlaku okolo 2,5 - 4 kb. Z petrografických a geochronologických údajov vychodí, že regionálna alpínska reaktivizácia v kohútskej zóne stúpa od JZ (približne oblasť Cinobane - Lovinobane) smerom na SV (Tisovec - Revúca).

Výsledky Ar^{40}/Ar^{39} datovania (Kráľ, Maluski) zameraného hlavne na postkinematickú sľudu a amfibol z metapelitov predbežne dávame do dvoch vekových skupín: staršie ako cca 105 Ma a mladšie ako 89 Ma. Významné prejavy alpínskej regionálnej metamorfózy sa vzťahujú na diapazón 89 - 86 Ma, čo spájame s metamorfnou rekryštalizáciou a s chladnutím počas zrýchlených výzdvihových pohybov. Spodnokriedový vek pravdepodobne odráža metamorfné udalosti súvisiace s kolíziou veporickej a gemerickej domény. Detailnejšie stanoviť syntektonické metamorfné podmienky, ako aj vek kolízie pre už spomenuté následné alpínske procesy zatiaľ nemožno. Ako dokumentuje rochovská intrúzia, termálna relaxácia v strižných zónach, vek chladnutia biotitu (napr. okolo 80 Ma) alebo aj hydrotermálna aktivita, po období alpínskej regionálnej metamorfózy badať zóny lokálneho tepelného výstupu aj vo vrchnej kriede.

P. ANDRÁŠ: **Na okraj konferencie Skupiny pre výskum minerálnych ložísk - MDSG'97** (Glasgow, Škótsko, 8. - 11. január 1997)

V Glasgowe (Škótsko) sa 8. - 11. januára 1997 konala výročná konferencia Skupiny pre výskum minerálnych ložísk (Mineral Deposits Studies Group - ďalej MDSG). Konferenciu každý rok organizuje Britská geologická a mineralogická spoločnosť a jej súčasťou býva aj odborná exkurzia. Na tejto významnej medzinárodnej akcii som sa zúčastnil už viac ráz a pokladám za užitočné publikovať o nej aspoň základné informácie.

Roku 1993 sa konferencia MDSG konala v Londýne, hostiteľom bolo Prírodopisné múzeum (The Naural History Museum) a Ríšske kolégium vedy, technológie a medicíny (Imperial College of Science, Technology and Medecine). O rok neskôr bola na pôde Cornwallskej univerzity a zvolala ju Cambornská banská škola (Camborne School of Mines) a v decembri 1995 jej poskytla priestory Manchesterská univerzita, katedra geovied (Department of Earth Sciences).

Konferencie bývajú spravidla v decembri alebo v januári, čiže v zimnom prázdninovom období, keď sú voľnejšie univerzitné internáty, a teda možno ľahšie obstarať lacnejšie ubytovanie.

Konferencia MDSG v januári 1997 bola v reprezentatívnej budove Glasgowskej univerzity a zúčastnilo sa na nej vyše 100 geológov z Veľkej Británie, Írska, Francúzska, Ruska, Ukrajiny, Dánska, Nórska, Macedónska, Maďarska, Juhoslávie, Juhoafrickej republiky, Turecka, Rumunska , Belgicka a Slovenska.

Slovenská geológia sa na konferencii predstavila prednáškou J. Lexu z Geologickej služby SR na tému Low-sulphidation epithermal deposits: Relationship to volcanic centers, intrusions and extention tectonic in the Central Slovakia Neogene Volcanic Field, ako aj príspevkom P. Andráša, GÚ SAV, a M. Chovana (katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK) Pb-isotope study of stibnite from Sb-Au mineralization of the Tatric unit, Western Carpathians.

Stretnutie bolo prednostne venované otázkam geológie a mineralógie karpatsko-balkánskej oblasti v rámci programu IGCP. So sumarizujúcimi referátmi vystúpili najmä vedci Slovenskej republiky, Maďarska, Rumunska, Macedónska, Juhoslávie, Ukrajiny a Ruska.

Druhú skupinu tvorili prednášky prezentujúce najnovšie výsledky výskumu rudnej aj nerudnej mineralizácie rozličného druhu z najrôznejších oblastí s dôrazom na najmodernejšie výskumné metódy.

Na šiestich pracovných zasadnutiach bolo v priebehu troch dní 36 odborných prednášok a ostatné výsledky reprezentovalo 21 posterov. Najviac príspevkov bolo o štúdiu zlata, polymetalických rúd a diamantov. Z metód sa najčastejšie prezentovalo štúdium plynno-kvapalných inklúzií a izotopové štúdium stabilných aj rádiogénnych izotopov. Z konferencie vyšiel zborník abstraktov.

V posledný deň stretnutia bola exkurzia na ložisko Leadhills a jej súčasťou bola i návšteva banského skanzenu a múzea vo Wanlockheade, kde bolo možno vidieť hlavné typy rudy a minerálov, ktoré sa z tohto ložiska kedysi ťažili.

Každoročná konferencia MDSG vo Veľkej Británii poskytuje výbornú príležitosť predstaviť vedecké výsledky na uznávanom fóre európskej aj svetovej geológie, možnosť nadviazať priamy kontakt s popredňými vedcami a konfrontovať náhľady na najvyššej úrovni. Účasť na nich vrelo odporúčam najmä odborníkom z oblasti rudnej a nerudnej mineralógie a ložiskovým geológom.

Seminár Alpínsky tektonicko-metamorfný vývoj veporika - nové poznatky a modely

(Bratislava 28. 11. 1996)

D. PLAŠIENKA a M. JANÁK: **Kriedová tektonická a metamorfná evolúcia veporika - predbežný model**

Centrálne a južné zóny stredoslovenského veporika sú typickým metamorfným jadrovým komplexom. Vrcholné alpínske metamorfné podmienky dosiahli 350 - 420 °C a 6 - 8 kbar v permomezozoickom obale a okolo 550 - 590 °C a 8 - 11 kbar v najhlbšej odkrytej jednotke fundamentu - vo svorovom komplexe Ostrej. Granitoidy prekonali maximálne 550 °C a 8 - 10 kbar, metamorfity najjužnejšieho veporika (komplex Hladomornej doliny, resp. slatvinské súvrstvie) až 480 - 550 °C a 7 - 9 kbar. Metamorfóza má synkinematický až postkinematický charakter, prográdny trend vyššietlakového barrowiánskeho typu s píkovou minerálnou asociáciou sta+ky+grt+rt v metapelitoch (svoroch), amp(tsch)+ep+grt v metabazitoch a ky+chld+chl v permských metasedimentoch. Fengit, grossulárový granát a epidot sú charakteristické pre mylonitizované granitoidy. Celý metamorfný cyklus trval okolo 60 - 70 Ma a odvíjal sa od pochovania veporického fundamentu a obalu v spodnej platni meliatskej kolíznej zóny v najvrchnejšej jure až najspodnejšej kriede (pred 150 - 140 Ma) do hĺbky vyše 20 (föderátsky obal), resp. vyše 40 km (komplex Ostrej), s dlhšou „inkubačnou" fázou izobarického zahrievania a termálnej relaxácie, s teplotným maximom dosiahnutým pred okolo 120 - 110 Ma (Ar/Ar amfibolu, Kováčik et al., 1996) a s fázou rapídneho chladnutia medzi 90 - 80 Ma (Ar/Ar sľudy, napr. Dallmeyer et al., 1996). Tektonické nadložie tvorili príkrovy gemerika, meliatika, turnaika a prípadne ďalšie „exotické" jednotky, ale násunové štruktúry sú vo veporiku prerazené penetračnými paragenézami extenzných subhorizontálnych duktilných strižných zón s prevažujúcou kinematikou „vrch na V". Extenzia pri výzdvihu a chladnutí metamorfného dómu kulminovala intrúziou rochovského granitu (81 Ma, Hraško et al., 1995) s prejavmi nízkotlakovej postkinematickej kontaktnej blastézy. Extenzné strižné zóny sa koncentrujú do vrchných etáží veporika, kde odstránenie nadložných komplexov spôsobilo jeho konečnú exhumáciu pred 80 - 75 Ma (stredný kampán) s diskontinuitnou juxtapozíciou rôznych metamorfných zón a „stlačenými" izográdami. Bezprostredne potom (ale asi až po usadení gosauskej formácie) veporikum prekryl muránsky a stratenský príkrov silicika. Extenzný kolaps supraveporického príkrovového systému však prebiehal v celkovo kontrakčných podmienkach s dominujúcou sinistrálnou transpresiou v exhumovaných komplexoch počas vrchnej kriedy aj spodného terciéru. Počiatky kontrakcie a exhumácie v strednej kriede možno spájať s podsúvaním stenčeného kontinentálneho substrátu zliechovskej panvy fatrika pod severný okraj veporického orogénneho klinu.

V. BEZÁK: **Priestorové vzťahy kryštalinických komplexov vo veporiku a ich tektonometamorfný vývoj - možnosti analýzy vplyvu alpínskej metamorfózy na kryštalinický fundament**

Pri posudzovaní vplyvu alpínskej metamorfózy na hercýnsky konsolidovaný fundament, ako je to v prípade veporika, sa podľa nášho názoru treba nevyhnutne komplexne zaoberať nasledujúcimi okruhmi:

1. stupeň metamorfózy mezozoického obalu a príkrovových troskách gemerika,
2. tektonometamorfný vývoj každého kryštalinického komplexu,
3. geochronologické údaje v každom komplexe,
4. dosadenie údajov bodu 1 - 3 do súčasných priestorových vzťahov komplexov.

K bodu 1 možno povedať, že podľa doteraz publikovaných údajov alpínska metamorfóza v obale veporika ani v príkrovových troskách gemerika nikde neprekročila podmienky strednej časti fácie zelených bridlíc. Obal slúži ako marker alpínskej metamorfózy najmä v prípadoch jeho úzkej priestorovej spätosti s komplexmi kryštalinika.

K bodu 2. Pri analýze metamorfného vývoja z hľadiska riešenia daného problému sú veľmi dôležité retrográdne premeny, ich priestorová distribúcia a väzba na strižné zóny (štruktúrna pozícia a postavenie v sukcesii). Je napr. známe, že retrográdne premeny, ktorých P-T podmienky sa veľmi nápadne podobajú podmienkam metamorfózy mezozoického obalu a spodných gemerických príkrovov, sú síce rozšírené vo všetkých komplexoch kryštalinika, ale nehomogénne (v tektonických zónach).

K bodu 3. Doterajšie rádiometrické údaje vo väčšine segmentov kryštalinika alpínsky metamorfný postih vyšší ako 500 °C vylučujú, v niektorých prípadoch dokonca o viac ako 350 °C (geochronologické údaje svedčia o vychladnutí týchto komplexov pod uvedenú teplotu už v hercýnskej etape). To sú podmienky na hľadanie intenzívnejších účinkov alpínskej metamorfózy len pri pôvodne pozične najspodnejších komplexoch, ktoré v súčasnom eróznom reze vystupujú len v úzkych zónach. To už úzko súvisí s *bodom 4* (komplexná analýza všetkých dostupných údajov v priestore a čase). Priestorová analýza uvedených javov má význam iba v rámci relatívne „tektonicky homogénnych" jednotiek (z hľadiska alpínskej tektoniky). Porovnanie s ďalšími alpínskymi tektonickými jednotkami nemusí priniesť želateľný efekt, pretože obsahujú fragmenty z rozličných zón hercýnskej stavby.

M. KOVÁČIK: **Južné veporikum v období kriedovej orogenézy - metamorfóza, geodynamický model, korelačné aspekty a diskusia**

O pôvode, podmienkach a veku alpínskej metamorfózy južného veporika sa vyslovilo mnoho a nezriedka aj značne protichodných názorov. Podľa výsledkov štúdia novo sa tvoriacich minerálnych asociácií v metamorfitoch kryštalinika predpokladáme, že alpínska regionálna metamorfóza prebehla v podmienkach fácie zelených bridlíc v barrowiánskom metamorfnom type (teplotný odhad 350 - 500 °C, tlak okolo 2,5 - 4 kb). Voči predalpínskym minerálnym asociáciám má alpínske prepracovanie zväčša retrográdne účinky, pričom niekedy možno pozorovať progresívny metamorfný trend (zonalita i sukcesia metamorfných minerálov). Alpínsky metamorfný proces v kryštaliniku vo veľkej miere závisí od cirkulácie fluíd. Dokumentuje to široké spektrum korozívnych reakcií na úkor predalpínskych blastov (napr. seritizácia, chloritizácia i biotitizácia plagioklasu; paragonitovo-muskovitovo-chloritoidové pseudomorfózy po staurolite či kyanite; chloritizácia, biotitizácia a/alebo grossularizácia predalpínskeho granátu; naložená amfibolitizácia atď.). Stupeň rekryštalizácie indikuje, že v kohútskej zóne intenzita alpínskej metamorfózy rastie v smere od JZ na SV. Predpokladáme, že zásadné alpínske metamorfné premeny (neskorosynkinematické až postkinematické) spôsobuje hlbinná reaktivizácia základu, ktorého tepelný zdroj môže súvisieť s vyklenutím plášťového materiálu.

Relatívna postupnosť základných alpínskych tektonometamorfných procesov je nasledujúca: deformácia v krehko(-plastickom) režime (lineácia, reaktivizovaná foliácia, vrásnenie...) spätá s počiatočnou transformáciou minerálov (A), prevažne statická regionálna rekryštalizácia barrowiánskeho typu (B) (výskyt chloritoidu, staurolitu, kyanitu, granátu a pod.) a lokálne naložená nízkotlaková blastéza, ktorú zatiaľ najhodnovernejšie dokladá rochovská aureola (C). V regionálnom meradle pomerne ťažko odlišovať jednotlivé epizódy (nemusia byť ani vždy zastúpené) a navyše miestami nemožno jednoznačne odseparovať predalpínske metamorfné prejavy.

Na základe geologickoštruktúrnych, petrografických, geochronologických a stratigrafických údajov sa črtá takáto predstava kriedového geodynamického vývoja: Po predpokladanom výzdvihu (...apt) nastúpa kolízia s gemerickou doménou (apt/alb) a ako výsledok tepelnej relaxácie sa vyvíjajú prvé metamorfné asociácie (spodný alb).

Stratigraficky (s ohľadom na severné veporikum), čiastočne aj geochronologicky po „zatienenom" období s možnou izostatickou rovnováhou (alb - spodný turón) nasledovala tektonická denudácia s výraznými prejavmi alpínskej metamorfózy (vrchný turón - koňak). Na tento „termálny výzdvih" bezprostredne nadväzoval násun muránskeho mezozoika (koňak/santón). Vcelku sa ukazuje, že metamorfné prejavy kriedovej orogenézy priamo či nepriamo súviseli s dvoma konvergentnými procesmi: 1. s kolíziou gemerika a veporika, s predpokladanou postdeformačnou metamorfnou odozvou v období albu a 2. s presunom vyšších príkrovov, ktoré zrejme nasledovali (alebo boli synchrónne?) po dominantnej výzdvihovej a metamorfnej aktivite (okolo 86 - 89 Ma). Vrchnokôrovú extenznú tektoniku (vrchný santón - kampán) sprevádzala sedimentácia gossauského typu, pričom sa v základe relaxácia prejavila hlavne chladnutím (vek biotitu), lokálne aj teplotnými perturbáciami (rochovský granit). Táto extenzia už nie je spätá s penetratívnymi krehkoduktilnými deformáciami, ktoré sú staršie a zrejme predstavujú transpresné štruktúry v strednokriedovom kompresnom orogéne.

Spoločná evolúcia východoalpského „Mittelostalpinu" a föderátskej jednotky sa predpokladá do jurského obdobia (Tollman, Andrusov). Geologický vývoj (napr. sedimentácia senónu), geochronologické údaje (cca 90 Ma), konfigurácia geologických jednotiek (tatrikum a „Unterostalpin", nadložná gemerická doména a grauwakenová zóna), množstvo obdobných petrografických znakov (barrowiánska metamorfóza dosahuje o niečo vyššie podmienky) naznačujú mnoho spoločného v geodynamickom vývoji obidvoch týchto regiónov aj v kriedovom období. Významná odlišnosť v geodynamickej histórii areálu „Mittelostalpinu" však spočíva v nálezoch alpínskych eklogitov (vek cca 95 Ma, avšak určite nie viac ako 150 Ma). Keďže z oblasti kriedovej sutúrovej zóny veporika a gemerika nie je spoľahlivo doložená vysokotlaková metamorfóza, doteraz nie sú priame dôkazy, že by sa v priebehu tejto kolízie uplatnil aj subdukčný proces.

J. KRÁĽ: **Modelovanie straty ^{40}Ar * z minerálov veporického kryštalinika**

Publikované K/Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ údaje z amfibolov, muskovítov a biotitov veporického kryštalinika majú vekový rozptyl od devónu do vrchnej kriedy. Ako dokazujú niektoré publikované $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá, časť tohto rozptylu možno pripísať na vrub neúplného odplynenia ^{40}Ar z minerálov, v ktorých sa pôvodne zachovalo hercýnske chladnutie, a to počas alpínskej tektonometamorfnej udalosti. Ak by sa strata rádiogénneho Ar pokladala iba za výsledok objemovej difúzie za zvýšenej teploty, potom variabilita vekových údajov svedčí o nehomogénnej distribúcii teploty počas alpínskeho vývoja. Z tohto pohľadu muránsky zlomový systém kontroluje geografickú distribúciu vekov v značnej časti veporického areálu.

Známe difúzne konštanty minerálov používané v K/Ar datovaní umožňujú simulovať straty $^{40}Ar^*$ v závislosti od výšky teploty a dĺžky jej pôsobenia. Diskordancia vekov v minerálach s rozdielnymi difúznymi hodnotami a z toho vyplývajúca ich rozdielna strata $^{40}Ar^*$ umožňujú použiť simuláciu straty na nezávislý odhad teploty, ktorá túto stratu spôsobila. Výsledky takejto simulácie možno interpretačne použiť iba za predpokladu, že jediným mechanizmom straty z minerálov bola objemová difúzia a že parciálny tlak Ar na hranici zŕn bol nulový.

Z kohútskej zóny veporika je niekoľko $^{40}Ar/^{39}Ar$ údajov z amfibolov pochádzajúcich z hercýnskych amfibolitových telies, ktoré evidentne stratili rádiogénny Ar počas alpínskych udalostí. Z predbežných výsledkov reálnych izotopových údajov a počítačových simulácií vyplýva, že teplota spôsobujúca stratu $^{40}Ar^*$ neprekračovala 540 °C za predpokladu, že dĺžka pôsobenia nepresiahla 6 Ma. Vo výpočte sa predpokladalo teplotné maximum medzi 145 - 140 Ma. Z výpočtov tiež vyplýva, že distribúciu vekov v muskovitoch a biotitoch medzi 125 - 85 Ma (za predpokladu, že tieto údaje majú reálny význam) možno vysvetliť dvoma teplotnými udalosťami, ktoré sa odlišujú vekom aj termalitou.

J. MAJZLAN a M. CHOVAN: **Výskyty rudných mineralizácií v Mlynnej doline v Nízkych Tatrách** (Bratislava 20.11.1996)

V Mlynnej doline v Nízkych Tatrách sa na základe terénneho a laboratórneho mineralogického výskumu vyčlenilo niekoľko typov hydrotermálnej mineralizácie, a to: kremenná, kremenno-turmalínová, sulfidická (zlatá s arzenopyritom - pyritom, antimonitová s Au, chalkopyritovo-tetraedritová, galenitovo-sfaleritová) a magnetitovo-tetraedritová (Majzlan, 1996; diplomová práca).

Štúdium fluidných inklúzií v kremeni hydrotermálnych žíl Mlynnej doliny pokračovalo (pozri aj Mineralia Slovaca, 28, 2, Geovestník, s. 11) detailným výskumom inklúzií bohatých na CO_2.

Inklúzie bohaté na CO_2 sú v staršom kremeni bez viditeľného zrudnenia, arzenopyrit, antimonit a berthierit vytvárajú mladšiu sulfidickú mineralizáciu v mladšej generácii kremeňa. V zdanlivo jednotnej populácii inklúzií možno rozlíšiť niekoľko typov inklúzií, a to: skupinu A (7 meraní), s teplotou homogenizácie fáz bohatých na CO_2 medzi - 8,0 až + 8,1 °C, a skupinu B (44 meraní), s $ThCO_2$ medzi 16,5 až 27,5 °C. Teplota tavenia fázy bohatej na CO_2 je blízka trojnému bodu CO_2 a svedčí o tom, že ide o pomerne čistý CO_2 so stopami iných zložiek. Salinita fluid je nízka, v meraných inklúziách sa pohybuje medzi 5,0 až 10,7 hm. % NaCl eq. Ojedinelé merania eutektickej teploty (- 22 °C) svedčia o prítomnosti NaCl (príp. aj KCl) vo fáze bohatej na H_2O. Pri zahrievaní väčšina inklúzií dekrepituje ešte pred teplotou úplnej homogenizácie. Inklúzie skupiny A dekrepitujú pri teplote 260 - 387 °C a skupiny B pri 209 - 332 °C. Ojedinele zmeraná teplota úplnej homogenizácie (na plyn aj kvapalinu) sa pohybuje od 302 do 330 °C. Teplota dekrepitácie zreteľne závisí od veľkosti zahrievanej inklúzie. Variabilný pomer objemu fázy bohatej na CO_2 a celkového objemu inklúzie (0,25 - 0,95) naznačuje, že v čase zachytenia študovaných fluidných inklúzií existovalo heterogénne fluidum s dvoma navzájom nemiešateľnými fázami.

Stopy CO_2 sa dajú zistiť aj v dvojfázových inklúziách, ktoré sa vyskytujú spolu s inklúziami opísanými v predchádzajúcom odseku. Ich úplná homogenizačná teplota sa pohybuje od 219 do 302 °C, salinita medzi 11,1 až 14,4 hm. % NaCl eq.

Fluidné inklúzie v kremeni galenitovo-sfaleritového zrudnenia so salinitou okolo 16 hm. % NaCl eq. sa homogenizujú pri 106 - 154 °C.

Načrtnutá schéma vývoja fluid v študovaných hydrotermálnych systémoch je porovnateľná s analogickými rudnými ložiskami v rámci dumbierskej časti Nízkych Tatier, ako aj s podobnými svetovými ložiskami.

B. LUPTÁK a M. JANÁK: **Tektonometamorfný vývoj kryštalinika Malej Fatry** (Bratislava 20.11.1996)

Kryštalinikum Malej Fatry je jedným z najhlbších segmentov predalpínskych metamorfných komplexov tatrika Západných Karpát.

Metamorfná foliácia so smerom sklonu na ZSZ, s veľkosťou sklonu od 35 do 85° a minerálna lineácia s orientáciou približne SZ - JV poukazujú na upadanie metamorfitov pod tzv. hybridné granitoidy v nadloží. Štruktúrne vzťahy a deformačné fenomény makroskopického aj mezoskopického merania poukazujú na polystadiálny metamorfnodeformačný vývoj. Terénne pozorovania spolu so štruktúrnymi údajmi dokumentujú spätosť intenzívnej migmatitizácie, parciálneho tavenia a deformácie.

V pararulách s minerálnou asociáciou biotit - granát - sillimanit - plagioklas - draselný živec - kremeň sa zistil nesúmerný pásový model osí C kremeňa, ktorý indikuje nekoaxiálny deformačný režim s dextrálnym

zmyslom pohybu (vrch na V), čomu zodpovedajú aj asymetrické mikroštruktúry.

Získaný model osí *c* kremeňa v amfibolite s páskovanou textúrou charakterizuje vyššieteplotné prizmatické sklzné systémy podľa prizmy <a> so súčasným sklzom na romboédrických plochách (vrch na JV).

Termobarometrické údaje získané konvenčnými a vnútorne konzistentnými (TWEEQU) metódami indikujú 700 - 750 °C a 6 kbar v metapelitických migmatitoch a 700 - 750 °C a 8 - 10 kbar v granátovo-klinopyroxenických metabazitoch. Migmatitizácia a parciálne tavenie prebiehali za vodou nasýtených podmienok pri dekompresii a produkovali granitický leukosóm v metapelitoch a tonaliticko-trondhjemitický v metabazitoch. Relikty vysokotlakového štádia metamorfózy indikuje transformácia kyanitu na sillimanit v metapelitoch a prítomnosť reakčných rozpadových štruktúr v granátovo-klinopyroxenických amfibolitoch.

Tieto údaje poukazujú na vysokostupňovú metamorfózu a parciálnu anatexiu spodnokôrového protolitu podobne ako v kryštaliniku Tatier (vrchná jednotka) a Nízkych Tatier.

L. LUDHOVÁ a M. JANÁK: **Kontaktnometamorfný účinok granitoidnej intrúzie v Tatrách - geotermobarometria a termálne modelovanie** (Bratislava 20.11.1996)

Kryštalinikum Tatier je inverzne metamorfovanou sekvenciou skladajúcou sa zo spodnej a vrchnej tektonickej jednotky. Táto sekvencia sa formovala už počas variského orogénu. Granitoidy spolu s migmatitmi predstavujú vrchnú jednotku a sú tektonicky nasunuté na svory. Na báze vrchnej jednotky sú miestami zachované vysokotlakové relikty (tzv. kyanitová zóna). V ich nadloží sa nachádza doskovité teleso granitoidov, ktoré má vo svojom bezprostrednom okolí len nízkotlakové až strednotlakové horniny (tzv. silimanitová zóna). Otázka možnosti rekryštalizácie vysokotlakových hornín pod vplyvom granitoidnej intrúzie, resp. tektonického zblíženia obidvoch metamorfných zón sa študovala s použitím konvenčnej termobarometrie, metódy TWEEQU (Berman, 1991), Gibbsovej metódy a termálneho modelovania (Spear a Peacock, 1991).

Minerálnu asociáciu metapelitov sillimanitovej zóny tvorí Sil-Grt-Bt-Plg-Qz-Mus±KFs, pričom sú horniny výrazne migmatitizované. Metamorfný vrchol s teplotou až 700 °C sa dosiahol takmer izobarickým zahriatím pri tlaku 5 - 6 kbar, pričom v nadloží granitoidu tlak miestami dosiahol len 3,5 - 4,5 kbar, čo viedlo k destabilizácii granátu a k tvorbe cordieritu reakciou 2Grt + 5Qtz + 4Sil = 3Cd.

Nález cordieritu na Ježovej je prvým nálezom v tatranskom kryštaliniku. Iniciálna teplota okolia, do ktorého granitoidná magma intrudovala, dosahovala najmenej 450 - 470 °C, čo pri tlaku 5 - 6 kbar (t. j. v hĺbke 17 - 21 km) vyžadovalo zvýšený tepelný tok z plášťa (min. 0,04 W/m^2). Intrúzia granitoidov spôsobila rast granátu najmä reakciou Bt + + 2Qtz + Al_2SiO_5 = KFs + Grt + H_2O, pričom sa teplota vyššia ako 650 °C mohla dosiahnuť v 200 m širokej kontaktnej aureole, čo približne zodpovedá pozorovanej zóne migmatitizácie. Maximálna teplota sa dosiahla počas prvých 20 tisíc rokov a nasledujúce chladnutie na 500 °C trvalo 0,5 miliónov rokov.

Dosiahnuté výsledky indikujú, že granitoid intrudoval nie do vysokotlakových, ale iba do strednotlakových hornín (fácia zelených bridlíc, spodná amfibolitová fácia), takže dnešná kyanitová a silimanitová zóna sa pravdepodobne iba tektonicky zblížili.

Výskyt hexahydritu (sakiitu) na južnom okraji Pálenice pri Tatranskej Kotline

STANISLAV PAVLARČÍK, Štátne lesy Tatranského národného parku, 059 60 Tatranská Lomnica

Hexahydrit - $Mg[SO_4] . 6H_2O$ nebol doteraz z tatranského mezozoika známy a analyticky sa spoľahlivo identifikoval po jeho náleze až začiatkom roku 1996.

Lokalita je v Belianskych Tatrách na južnom okraji Pálenice (1174,7) v malom aktívnom kameňolome pri osade Tatranská Kotlina. V kameňolome vystupujú telesá sivého až tmavého strednotriasového (ladinského) dolomitu až dolomitického vápenca krížňanskej jednotky čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu. Ojedinele sú v nich tenké vložky bridličnatých hornín, ako aj bituminózne karbonátové polohy.

Hexahydrit vytvára dosť nepravidelnú tenkú (1 až 4 mm) a veľmi krehkú mikrokryštalickú kôru bielej až svetlosivej farby a matného lesku, veľmi zriedka sfarbenú aj do svetlooranžova. Kôra pokrýva nevysokú stienku ťažbou odkrytého navetraného dolomitu s vložkami bridlice medzi 2. a 3. etážou na začiatku pravej strany kameňolomu. Nadložnú časť odkryvu tvorí silne zvetraný a limonitizovaný dolomit. V tomto odkryve je ich najviac. Sporadické sú aj na vyššej, 3 etáži..

Prítomnosť hexahydritu na lokalite potvrdila rtg. difrakčná analýza. Na jej zázname sú intenzívne difrakčné línie $4.401.10^{-10}$ m, $4.046.10^{-10}$ m a $2.881.10^{-10}$ m, ktorých medzirovinné vzdialenosti zodpovedajú tomuto sekundárnemu minerálu a prímesi dolomitu. Vzorka sa analyzovala v geoanalytických laboratóriách Geologickej služby SR v Spišskej Novej Vsi (analytička Hricová). Výskyt hexahydritu potvrdila aj diferenčná termická analýza.

Identifikovaný sulfátový minerál vzniká v exogénnych podmienkach zvetrávaním dolomitu v zvodnenej zóne v mieste sústredenejšieho priesaku povrchovej zrážkovej vody. Jeho genéza bude známa až po podrobnejšom výskume.

Dokumentačný materiál je k dispozícii na Výskumnej stanici Štátnych lesov TANAPu v Tatranskej Lomnici.

Literatúra

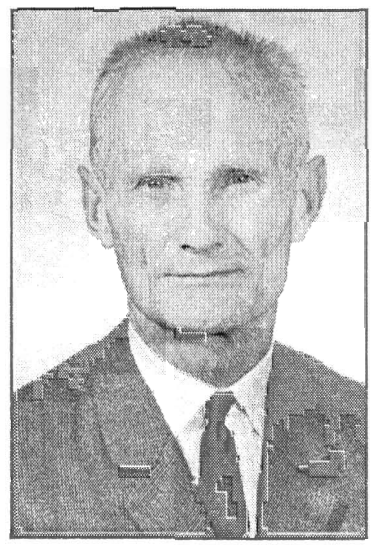
Andrusov, D., 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, X, 1, 97 - 132.*

Bernard, J. H., & Rost, R., 1992: Encyklopedický přehled minerálů. *Academia, Praha, 704.*

Betechtin, A. G., 1955: Mineralógia. *SVTL, Bratislava, 800.*

Borza, K., 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, X, 1, 133 - 170.*

K nedožitým osemdesiatinám



Smrť človeka okrem jeho najbližších bolestne pociťujú aj ľudia, s ktorými sa zosnulý stýkal, spolupracoval, priatelil. V prípade prof. J. Kamenického bol okruh takýchto ľudí veľmi veľký, a tak v ich mene, ale najmä v mene jeho mnohých žiakov a spolupracovníkov využívame túto smutnú príležitosť na priblíženie niektorých udalostí z jeho plodného a príkladného života.

Jakub Kamenický (17. 3. 1917 - 27. 2. 1997), rodák z Veľkého Folkmára, absolvoval stredoškolské štúdiá na Reálnom gymnáziu v Košiciach. Prírodopis začal študovať na Karlovej univerzite v Prahe, ale pre vojnové udalosti ukončil na Slovenskej univerzite v Bratislave roku 1942. V rokoch 1941 - 1945 pracoval ako asistent v mineralogicko-petrografickom ústave Vysokej školy technickej v Bratislave. Po apokalypse 2. svetovej vojny s jemu vlastnou zanietenosťou sa angažoval v organizačnom budovaní Štátneho geologického ústavu, najskôr v Košiciach a potom aj v Bratislave. Svoju väzbu na Karlovu univerzitu v Prahe potvrdil aj rigoróznou skúškou a obhájením doktorskej dizertácie roku 1947 v komisii prof. Kettnera.

J. Kamenický pokladal zriadenie Fakulty geologicko-geografických vied Univerzity Komenského za výzvu zúčastniť sa na výchove slovenskej prírodovednej inteligencie. Roku 1954 prešiel zo Štátneho geologického ústavu na fakultu ako docent, roku 1957 ho vymenovali za riadneho profesora petrografie a geológie kryštalinika. Roku 1957 sa stal prvým vedúcim katedry petrografie, ktorú sám založil.

Rozhodujúci vplyv na formovanie vedeckého zamerania prof. J. Kamenického mala 6-mesačná stáž na katedre prof. Niggliho v Zürichu a prof. Reinhardta v Bazileji v rokoch 1947 - 1948. Počas pobytu na týchto renomovaných pracoviskách si naplno uvedomil, že úspech vo vedeckej práci možno dosiahnuť iba vysokým zápalom, vytrvalosťou, cieľavedomosťou a systematickosťou. A tieto vlastnosti prof. J. Kamenický mal.

Pochopenie faktu, že vedu nemožno robiť odtrhnute od celosvetového diania a výmeny vedeckých poznatkov, ho viedli k tomu, že sa ani v zrelom veku nerozpakoval sadnúť si nad učebnice, popri dobrej znalosti nemčiny si výrazne zlepšil aj komunikačné schopnosti vo francúzštine a v päťdesiatke získal aj schopnosť bez slovníka čítať odborné texty a ústne komunikovať v angličtine. Bol jedným z mála prírodovedcov - vysokoškolských pedagógov 50. a 60. rokov, ktorí nabádali svojich žiakov študovať svetové jazyky, čím - z hľadiska perspektívneho zapojenia sa do svetového vedeckého diania - výrazne predbehol svojich súčasníkov.

Prof. J. Kamenický sa v dvoch obdobiach svojej činnosti zúčastňoval na riešení praktických úloh geológie. Bolo to jednak obdobie po 2. svetovej vojne, keď sa významne zaslúžil o oživenie ťažby v banských podnikoch Spišsko-gemerského rudohoria a jednak druhá polovica 80. rokov, keď ako konzultant Geologického prieskumu v Košiciach spolupracoval pri riešení rozsiahleho geologicko-geofyzikálneho projektu v gemeriku.

Najdlhšie obdobie vedeckovýskumnej aktivity venoval prof. J. Kamenický predkarbónskym horninovým komplexom centrálnej zóny Západných Karpát. Zmapoval Považský Inovec a západnú časť Slovenského rudohoria, bol spoluautorom generálnej geologickej mapy Československa, autorom kapitoly v monografii o geológii Československa, spoluzostavovateľom geologickej prehľadnej mapy metamorfizmu Európy, ktorú vydalo UNESCO, a ďalších publikovaných máp.

Až po rokoch si naplno uvedomujeme priekopnícke nasmerovanie vedeckého výskumu prof. J. Kamenického na poznávanie chemického zloženia eruptívnych a metamorfovaných hornín. Bol to práve on, kto celú generáciu študentov naučil hodnotiť chemické zloženie hornín. Výstupom vedeckej činnosti prof. J. Kamenického sú desiatky prác publikovaných doma i v zahraničí.

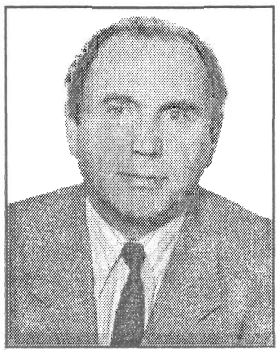
Popri vedeckej a pedagogickej práci sa prof. J. Kamenický naplno venoval aj organizovaniu vedeckého, odborného a spoločenského života. Viac rokov bol predsedom bratislavskej pobočky Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu pri ČSAV a členom jej celoštátneho výboru. Je známe jeho aktívne pôsobenie ako člena vedeckej rady Prírodovedeckej fakulty UK a Univerzity Komenského. Zúčastnil sa aj na organizovaní Svetového geologického kongresu roku 1968 v Prahe a bol vedúcim jednej z jeho exkurzií. Jedno funkčné obdobie bol prodekanom Fakulty geologicko-geografických vied Univerzity Komenského a viac rokov spolupredsedom československej komisie pre obhajobu doktorských dizertačných prác v odbore mineralógia a petrografia.

Menej dokumentovateľná, ale výsledkami ešte záslužnejšia bola pedagogická práca prof. J. Kamenického. Nekompromisným, no vždy uvážlivým a objektívnym vystupovaním vzbudzoval prirodzený rešpekt a úctu. Stovky študentov, ktorí majú jeho podpis v indexe, si ho udržia v pamäti ako prísneho, ale spravodlivého učiteľa, osobitne ako radcu a pobádateľa do samostatnej tvorivej práce študentov, vedeckých ašpirantov aj spolupracovníkov. Prof. J. Kamenický vytvoril vedeckú školu, do ktorej sa s hrdosťou hlásia mnohí jeho bývalí študenti, ktorí sú dnes aj na vrcholných spoločenských a vedeckých postoch.

S hlbokou ľútosťou konštatujeme, že sa prof. RNDr. J. Kamenický, DrSc., nedožil vedeckého seminára, ktorý pripravovali jeho spolupracovníci a bývalí študenti na jeho osemdesiatiny, a že aj zlatú medailu Prírodovedeckej fakulty Univerzity mu mohol dekan tejto fakulty udeliť už iba in memoriam.

Prof. J. Kamenický má v našich mysliach a srdciach trvalé miesto.

D. Hovorka



Zdravica k životnému jubileu
doc. RNDr. Jána Čurlíka, CSc.

„Čas by mal plynuť pomaly a nie tak veľmi rýchlo ..."

Zdá sa, že človek ponorený do činorodej práce, taký, akým je náš jubilant, si možno ani nestačí uvedomiť - súdiac aspoň podľa množstva plánov a ich praktickej realizácie v súčasnosti, že sa v zdraví a v plnom pracovnom nasadení dožil päťdesiatich piatich rokov. Pretože okrúhle životné jubileum prežíval J. Čurlík v čase prevratných zmien v spoločnosti a vtiahnutý do ich víru, oslávil ho len v kruhu najbližších priateľov, a tak sa vtedy neobjavilo ani zaužívané curriculum vitae.

My, ktorí sme sa mnoho rokov s jubilantom delili o dobré aj horšie časy, sme si uvedomili, že by sme mohli a mali touto zdravicou pripomenúť aspoň jeho polookruhlé jubileum.

Doc. RNDr. Ján Čurlík, CSc., sa narodil 4. augusta 1941 v Petrovciach v okrese Vranov n/Topľou. Základnú školu absolvoval v Hanušovciach n/Topľou (1955) a Vyššiu priemyselnú školu geologickú a banícku v Spišskej Novej Vsi (1959). Potom pracoval ako technik v Pozemných stavbách Prešov pri prieskume stavebných surovín (1959 - 1960). Po vykonaní prezenčnej vojenskej služby začal študovať na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave (1962) a úspešne ju absolvoval roku 1967. Po skončení univerzitného štúdia pracoval vo Výskumnom ústave pôdoznalectva a výživy rastlín ako vedecký pracovník. Roku 1972 absolvoval postgraduálne štúdium pôdnej mineralógie a mikromorfológie v Holandsku a roku 1973 mesačnú stáž v Pedologickom ústave Dokučajeva v Moskve. Roku 1974 získal titul RNDr. a roku 1976 vedeckú hodnosť kandidáta vied na katedre mineralógie a kryštalografie PFUK v Bratislave. Roku 1975 prešiel na požiadanie na formujúcu sa katedru geochémie PFUK, najprv ako vedecký pracovník, neskôr ako odborný asistent a napokon od roku 1987 ako docent v odbore geochémia. Medzitým roku 1986 absolvoval semestrový prednáškový pobyt na Štátnej univerzite v Gente (Belgicko). Roku 1987 ho schválili za školiteľa v odbore a za člena komisie pre udeľovanie vedeckých hodností.

Počas svojho odborného a pedagogického pôsobenia jubilant vykonal veľa na organizačnom, vedeckom aj pedagogickom poli. Vybudoval laboratórium mineralógie pôd na pôdoznaleckom ústave, laboratórium geochémie a mikroskopie na katedre, vrátane didaktických potrieb a prvých počítačov.

Na katedre geochémie PFUK postupne zaviedol do výučby úplne nové predmety, ako je geochémia životného prostredia, geochémia sedimentárnych hornín, geochémia hypergénnych procesov, ochrana ovzdušia, pôdy a vôd. Pracoval pri zostavovaní sylabov moderného geochemického štúdia, ale aj na koncepcii environmentálneho štúdia na fakulte. Svoje poznatky zhrnul najprv v dvoch interných a neskôr aj oficiálnych učebných textoch. Boli to najmä prvé učebné texty v bývalej ČSFR z geochémie životného prostredia (1983) a neskôr texty z geochémie hypergénnych procesov (1988). Obidva texty dostali cenu rektora za najlepšie skriptá roku. Od roku 1982 - 1990 externe prednášal na Masarykovej univerzite v Brne geochémiu hypergénnych procesov a každoročne organizoval spoločné geochemické kurzy. V pedagogickej práci sa opieral o systematický vedecký výskum, ktorý potom zužitkúval v pedagogickej práci. Vychoval viac ako dve desiatky diplomantov, doktorantov a neskôr aj vedeckých ašpirantov v odbore.

Roku 1990 odišiel jubilant z fakulty a vrátil sa do Výskumného ústavu pôdnej úrodnosti, kde vedie oddelenie pedológie a informačných systémov o pôde. Bol a je koordinátorom a riešiteľom národných a medzinárodných projektov geochemického, pedologického a environmentálneho zamerania, v čom mu pomáha jeho široký vedecký záber a osobné medzinárodné kontakty. Z najdôležitejších projektov treba spomenúť geochemický atlas pôd Slovenska, mapy geofaktorov životného prostredia a procesy acidifikácie pôdy na národnej úrovni, environmentálne riziká pôdy (chemické časované bomby, v spolupráci s Holandskom), degradačné procesy v pôde a v krajine (v spolupráci s Talianskom), ako aj medzinárodné projekty s Poľskom, Rakúskom, Maďarskom, Českom v oblasti pôdnej štruktúry, pôdnej mikromorfológie a degradácie pôdy.

Priekopnícke sú jubilantove práce v mineralógii a mikromorfológii pôdy na Slovensku tým, že systematicky preštudoval ílové minerály a mikromorfologické znaky pôdy (1970 - 1976). Neskôr sa venoval geochémii zvetrávania a hyprergénnym geochemickým procesom. V tomto smere publikoval viac prác, ktoré získali aj medzinárodné uznanie.

Doc. J. Čurlík je uznávaným odborníkom v oblasti geochémie hypergénnych procesov, environmentálnej geochémie a pedogeochémie. Publikoval rad vedeckých prác u nás aj v zahraničí a výsledky bádania prezentoval na viacerých medzinárodných konferenciách (Poľsko, Maďarsko, Francúzsko, Fínsko, Česko, Rusko, Rakúsko, Chorvátsko). Organizoval mnohé domáce vedecké podujatia a aktívne sa na nich zúčastňoval.

Je riadnym členom Slovenskej poľnohospodárskej akadémie, členom SGS a Slovenskej pedologickej spoločnosti, členom vedeckých komisií a redakčných rád. Tiež je členom Medzinárodnej komisie pre cezhraničné znečistenie ovzdušia (CLR TAP), Medzinárodnej spoločnosti pre ochranu pôdy a Komisie pre ochranu pôdy podunajských krajín.

Napriek odchodu z fakulty doc. J. Čurlík naďalej pôsobí ako externý učiteľ, prednáša geochémiu krajiny a pedogeochémiu. Externe prednášal manažment pôdy aj v Academii Istropolitana.

V rôznorodej činnosti jubilant nachádza ďalšie zdroje inšpirácie a životnú silu. Napriek tomu, že mu život pripravil viac osobných prekážok, dokázal ich svojím optimizmom prekonať a nezlomený znova vstať a kráčať vpred. Obdivuhodnú silu náš jubilant čerpal z lásky k prírode, k ľudovým piesňam, k športu a neskôr aj z práce v záhradke.

Jubilujúcemu doc. RNDr. J. Čurlíkovi, CSc., vo svojom mene, ale aj v mene tých, ktorí mu veria a majú ho radi, želáme do ďalších rokov činorodej práce pevné zdravie, osobný optimizmus a šťastie.

J. Forgáč a J. Veselský

Zoznam prác doc. RNDr. Jána Čurlíka, CSc.

Pôvodné vedecké práce:

Monografie publikované v zahraničí

Čurlík, J., Džatko, M., Hraško, J., Jambor, P. & Šurina, M., 1992: Böden und Standorte in der Westslowakei. *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, H 45. Wien, 122.*

Čurlík, J., 1992: Assessment of soils structure in agricultural soils. In: Blum, W. E. H. et al.: Multilateral project of cooperation between Austria-Czecho-Slovakia-Hungary-Poland. *Polish Academy of Science, Institute of Agrophysics, Lublin, 307.*

Blum, W. E. H., Čurlík, J., Rampazzo, N. & Várallyay, Gy., 1995: Ecology of cultivated and uncultivated soils along theAustrian-Hungarian border ("Iron curtian-project") Forschungsarbeit im Auftrag des BMWF. *Institute of Soil Science of the Agricultural University of Vienna, 230.*

Čurlík, J.: In: Rampazzo, N. et al., 1996: Qualitative and quantitative assessment of soil structure functions for the sustainable agricultural plant production. *Institute of Soil Science of the Agricultural University of Vienna, 323.*

Články publikované v zahraničí

Hraško, J., Bedrna, Z. & Čurlík, J., 1972: Some forms of carbonates in Slovakian soils. *Zeszyty problemove postep. nauk rolnicz. Warszawa, Z. 123, 159 - 169.*

Čurlík, J., Fulajtár, E., Glinski, J. & Michalkovská, K., 1973: The relationship betveen the surface area and some propertions of silty soils of Poland and Czechoslovakia. *Polish Jour. of Soil Sci., Vol. Vi., N. 1, 10.*

Juráni, B. & Čurlík, J., 1991: Soil vulnerability to acidification in Slovakia: Some principles of evaluation. *In: Proc. of Inter. Workshop on Mapping of Soil and Terrain Vulnerability, ISRIC, Wageningen, 61 - 66.*

Čurlík, J., 1993: Mineralogical aspects of soil structure stability in Žitný ostrov region (SW Slovakia). *International Seminar of Agrophysics, Lublin (Poland), Extended abstracts, 7 - 9.*

Rampazzo, N., Blum, W. E. H., Strauss, P. & Čurlík, J., 1993: Structure assessment of two agricultural soils of lower Austria. *International Agrophysics, 7, 1, 47 - 59.*

Rampazzo, N., Blum, W. E. H. & Čurlík, J., 1994: Soil structure assessment the importance of mineralogical and micromorphological investigations. *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, 50, 162 - 176.*

Rampazzo, N., Blum, W. E. H., Strauss, P., Čurlík, J., Slowinska, Jurkiewicz, A., 1994: The importance of mineralogical and micromorphological investigations for the assessment of soil structure. *International Agrophysics, 8, 4, 63 - 75.*

Čurlík, J. & Dlapa, P., 1994: The distribution pattern of the elements in the soils of the superaqual Žitný ostrov landscape (SW Slovakia). *3rd International Symposium on Environmental Geochemistry, Kraków, Poland. Proc. of exten. abstract, 63 - 64.*

Čurlík, J. & Matúšková, L., 1994: Natural and man-induced factors of soil pollution (and hygiene). *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, Wien, 50, 43 -60.*

Vysokoškolské učebné texty

Čurlík, J., 1983: Geochémia životného prostredia. *Vydavateľstvo RUK Bratislava, 163* (ocenené cenou rektora).

Čurlík, J., 1988: Geochémia geologickych procesov. Hypergénne procesy. *Vydavateľstvo RUK, Bratislava, 234* (ocenené cenou rektora).

Čurlík, J., 1992: In: Hanes, J. et al.: Pedológia. *Vydavateľstvo VŠP Nitra, 180.*

Pôvodné vedecké práce publikované v domácich časopisoch

Bedrna, Z. & Čurlík, J., 1970: Clay acumulation and translocation in grey-podzolic soils on loess. *Ved. práce VÚPVR, Bratislava, 4, 21 - 39.*

Čurlík, J., 1971: Príspevok k mineralogickému štúdiu pôd ovplyvnených magnezitovými exhalačnými splodinami v Hačave. *Ved. práce VÚPVR, Bratislava, 5, 115 - 123.*

Bedrna, Z. & Čurlík, J., 1971: Príspevok k mineralogicko-mikroskopickému štúdiu pôd na Východoslovenskej nížine. *Ved. práce VÚPVR, Bratislava, 5, 134 - 142.*

Linkeš, V. & Čurlík, J., 1973: Soils developed from the Neocomian marly limestones and marlites. *Ved. práce VÚPVR, Bratislava, 6, 79 - 196.*

Čurlík, J. & Juráni, B., 1975: Výskum agrochemických vlastností a mineralogického zloženia pôd z hľadiska zúrodňovania. *Konferencia o zúrodňovaní pôd. Zbor. referátov. Vyd. Dom techniky, Košice, 48 - 56.*

Čurlík, J., 1977: Epigenetické geochemické procesy v pôdach Žitného ostrova. *IV. československá pôdoznalecká konferencia Brno. Zbor. referátov. Vyd. Dom techniky, Košice, 28 - 35.*

Čurlík, J., Duray, M. & Šamajová, E., 1977: Mineralogicko-mikroskopické štúdium produktov zvetrávania bazaltov. *Konferencia Ložiskotvorné procesy v Západných Karpatoch. 25. výr. KNS. Zbor. referátov PFUK, Bratislava, 56 - 67.*

Čurlík, J. & Fulajtár, E., 1979: Mapa zrnitosti pôd SSR M = 1:500 000. *Atlas SSR, SAV Bratislava.*

Veselský, J., Čurlík, J., Forgáč, J. & Khun, M., 1981: Distribúcia stopových prvkov v Cu ložiskovom poli Novoveská Huta. *Zbor. referátov Paleovulkanizmus Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 121 - 126.*

Čurlík, J. & Forgáč, J., 1983: Prejavy sírnokyslého zvetrávania a jeho hĺbkové zmeny vo vulkanických horninách pohoria Vtáčnik. *Geol. Práce, Spr., 79, 20.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Šupala, L., Turan, J. & Turanová, L., 1984: Albitolites in sedimentary complex of the North-Gemeride Permian. *Geol. Zbor., 35, 6, 727 - 740.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J., 1984: Niektoré novšie výsledky petrograficko-geochemického výskumu permských hornín v oblasti Novoveskej Huty. *Mineralia Slov., 196 - 200.*

Čurlík, J., Juráni, B. & Streško, V., 1984: Príspevok k poznaniu znečistenia pôd na území Bratislavy. *Acta F.R.N.U.C Formatio et Protectio Nat., X, 63 - 71.*

Čurlík, J., 1985: Processes of carbonatization in soils. Transactions of the 6th. *Czechoslov. Soil Sci. Conf. Nitra, Vol. 2. Dom techniky, Košice, 352 - 358.*

Čumakov, A. & Čurlík, J., 1985: Vlijanije kalija na sorpciju bora ilistymi mineralami i počvami. *Transaction of the 6th Czechosl. Soil Sci. Conf. Nitra, Vol. 2. Dom techniky, Košice, 61.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J., 1985: Geochémia bóru v horninách severogemerického permu. *Acta Montana, 68, 87 - 97.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J., 1986: Geochemické podmienky sedimentácie a charakter premien hornín severogemerického permu v oblasti Novoveskej Huty. *In: Vybrané otázky geochémie. Sbor. přednášek, 3. díl, Praha, 124 - 138.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Veselský, J. & Šupala, 1987: Geochemical character of permian rocks in the area of Novoveská Huta, Czechoslovakia. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geogr., 43, 121 - 144.*

Čurlík, J., 1988: Oxidačno-redukčné procesy v horninách severogemerického permu. *Vedec. sedimentol. seminár, PF UK, Bratislava. Zbor. referátov.*

Čurlík, J. & Forgáč, J., 1988: Stopy reliktného zvetrávania v puklinách vulkanických hornín Stredného Slovenska. *In: Vybrané otázky z geochémie. Zbor. prednášok. SAV, Bratislava, 27 -34.*

Čurlík, J. & Medveď, J., 1988: Basalt weathering in the area of the Cerova vrchovina highlands-geochemical aspects. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 217 - 239.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J., 1989: Redukčné (glejové) procesy v sedimentárnych horninách severogemerického permu. *Mineralia Slov., 21, 333 - 334.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Veselský, J. & Šupala, Ľ., 1990: Geochemické zhodnotenie hlbokého ložiskového vrtu č. 860 Novoveská Huta. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Bratislava, 47 - 65.*

Čurlík, J., Gerdhoferová, E. & Borovičková, A., 1990: Hlboko zvetralé dolomity, niektoré novšie poznatky a postrehy z hľadiska ich využitia. *Zbor. referátov 39. fóra pre nerudy, Turčianske Teplice, 68 - 70.*

Forgáč, J. & Čurlík, J., 1990: Albitické suroviny. *Zbor. prednášok seminára 39. fóra pre nerudy. Turčianske Teplice, 45 - 50.*

Forgáč, J., Čurlík, J. & Harman, M., 1990: Rekryštalizácia SiO_2 v petrifikovaných drevinách. *Mineralia Slov., 22, 273 - 280.*

Čurlík, J., 1990: Tvorba karbonátov v superakválnych podmienkach Žitného ostrova. *In: Přínos mineralogie k řešení průmyslových a ekologických problémů. Zbor. referátov. Dům techniky, Ústí n. Labem, 80.*

Čurlík, J., 1990: Použitie ílových minerálov pri ochrane životného prostredia. *Zbor. referátov 39. fóra pre nerudy, Turčianske Teplice, 53.*
Forgáč, J. & Čurlík, J., 1990: Albitické suroviny. *Zbor. prednášok seminára 39. fóra pre nerudy. Turčianske Teplice, 49.*
Čurlík, J., Forgáč, J., Harman, M. & Horváth, I., 1991: Agrilitizácia vplyvom kyslých descendenčných roztokov v Dekýši (Štiavnické vrchy). *Mineralia Slov., 23, 145 - 154.*
Čurlík, J. & Fiala, K., 1991: Soil pollution and the approaches to its evaluation. *Annual report SFRI, Bratislava, 1990, 11 - 17.*
Čurlík, J., 1992: Clay coating and infillings in the craks of volcanic rocks as a paleoweathering feature. 2nd. *Czechoslovac clay conference. Nat. Science Faculty.*
Fiala, K. & Čurlík, J., 1992: K otázke kritérií zaťaženosti poľnohospodárskych pôd polutantmi anorganickej a organickej povahy (To the question of agricultural soils load by the pollutants of anorganic, and organic character). *In: III. international conference K problematike práce agrolaboratórií a služieb v poľnohospodárskej praxi v nových podmienkach. Bratislava-Nitra, Dom techniky ZSVTS, 106 - 107.*
Forgáč, J. & Čurlík, J., 1992: Problémy vyčleňovania vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveská Huta. *Mineralia Slov., 227 - 235.*
Medveď, J., Streško, V., Kubová, J., Polakovičová, J. & Čurlík, J., 1992: Využitie metód atómovej spektrografie na stanovovanie vedľajších a stopových prvkov v pôde. *Mineralia Slov., 24, 305 - 311.*
Fiala, K. & Čurlík, J., 1992: K otázke kritérií zaťaženosti poľnohospodárskych pôd polutantmi anorganickej a organickej povahy. *In: III. medzinárodná konferencia k problematike práce agrolaboratórií a služieb v poľnohospodárskej praxi v nových podmienkach. Bratislava-Nitra, Dom techniky ZSVTS, 106 - 107.*
Meejed, S. Y. & Čurlík, J., 1992: Mineralogy of clay fraction of selected soil profiles in the Žitný ostrov. *Geologica Carpatica, 2, 63 - 66.*
Čurlík, J., 1993: Mineralogical aspects of soil structure stability in Žitný ostrov region (SW Slovakia). *International Seminar of Agrophysics , Lublin (Poland), 7 - 9.*
Čurlík, J., 1993: Karbonáty v sprašiach Slovenska, zmeny ich foriem a distribúcie pod vplyvom pedogenézy. *Ved. práce VÚPÚ, 17/1992, Bratislava, 29 - 59.*
Čurlík, J., 1993: Človekom indukované zmeny v pôdach. *Pôda, VÚPÚ, Bratislava, 45 - 50.*
Mejeed, S. Y. & Čurlík, J., 1993: Background levels of trace elements in the soils of Žitný ostrov, Slovakia. *Geologica Carpatica, 44, 2, 107 - 114.*
Čurlík, J., 1994: Nové koncepty v geochémii životného prostredia. *In: Geochémia na Slovensku - história, súčasnosť. Konferencie-sympózia-semináre. GÚDŠ Bratislava, 13 - 15.*
Čurlík, J., 1994: Ekologické aspekty ochrany povrchových a podzemných vôd pri poľnohospodárskom využívaní pôd. *Pôda. VÚPÚ, Bratislava, 46 - 57.*
Čurlík, J. & Mejeed, S. Y., 1994: Trace Element Contamination of the Soils of Žitný ostrov. *Acta Universitatis Carolinae Geologica 37, 123 - 133.*
Čurlík, J. & Šefčík, P., 1994: Geochemický atlas a geochemické mapovanie Slovenska. *Poľnohospodárstvo. Časopis pre poľnohospodárske vedy, Bratislava, 40.*
Čurlík, J. & Mejeed, S. Y., 1996: Calcretes in the soils of Žitný ostrov. Slovakia. *Mineralia Slov., 48 - 69.*
Čurlík, J. & Forgáč, J., 1996: Mineral forms and silica diagenesis in weathering silcretes of volcanic rocks in Slovakia. *Geologica Carpathica, 47, 2, 107 - 118.*
Čurlík, J., 1995: Súčasné koncepty acidifikácie pôdy so zreteľom na kyslé sírne zvetrávanie. *Mineralia Slov. - Geovestník, 2, 9 - 10.*
Čurlík, J. Šefčík, P. & Vojtáš, J., 1995: Preliminary results on background values for some elements in Slovakian soils. *Ved. práce VÚPÚ, Bratislava, 19/I, 365 - 375.*
Čurlík, J., 1995: Súčasné koncepty acidifikácie pôdy so zreteľom na kyslé sírne zvetrávanie. *Mineralia Slov. - Geovestník, 2, 8 - 9.*
Čurlík, J., 1996: Špecifikácia chemického zloženia ľahkých pôd Záhorskej nížiny a ich zraniteľnosť. *In: Zbor. zo seminára Zúrodňovanie piesočnatých pôd Záhoria a dňa záhorackeho poľa, Smolinské, 39 - 43.*
Čurlík, J., 1996: Background values for risk chemical elements in Slovakian Soil. *Proceed. of Inter. conf. on Geochemical Mapping, Spišská Nová Ves, Slovakia, 88 - 93.*
Čurlík, J., 1996: Multifunkčný prístup k posudzovaniu kvality a k ochrane pôdnych vlastností s dôrazom na hygienické aspekty. *In: Ochrana pôdy výzva pre budúcnosť. Zbor. referátov, Tále, VÚPÚ Bratislava, 65 - 79.*
Čurlík, J., 1996: Contemporary models and concepts of weathering. *In: ENVIWEATH96, Environmental Aspects of Weathering, Book of abstracts, Brno, Czech Republic, 1996.*
Čurlík, J., 1996: Acid sulphidic weathering and its impact on soils and waters. *In: ENVIWEATH96, Environmental Aspects of Weathering, Book of abstracts, Brno, Czech Republic, 1996.*
Čurlík, J., Šefčík, P. & Vojtaš, J., 1996: Preliminary Results on Geochemical Mapping of Slovakian Soils. *In: Proceed. of Inter. conf. on Geochemical Mapping, Spišská Nová Ves, 33 - 37.*
Čurlík, J., Šefčík, P. & Vojtaš, J., 1996: Geochemical mapping of Slovakian soils. *From soil survey to susainable farming, Conference to 35th Anniversary of the Institute, High Tatras, Stará Lesná, 365 - 375.*

Postery

Čurlík, J. & Forgáč, J., 1990: Soil prospection for Cu-deposits in Havrania dolina (Nord Gemeride Permian, Slovakia). *International Symposium on Geochemical Prospecting, Praha.*
Čurlík, J., 1994: The assessment of the spatial variability of the background content of the chemical elements in superaqual landscape. *The 3rd. international conference on trace elements in soils and biogeochemistry, Paris.*
Cebecauer, Čurlík, J., Feranec, J., Fulajtár, E., Ladecký, P., Šurina, B. & Šúri, M.: Land degradation mapping in Slovakia. Mars-Mera Project. *Medzinárodná konferencia MERA 92' Bratislava.*
Čurlík, J., Šefčík, P. & Vojtáš, J., 1996: Geochemical mapping of Slovakian soils. *From soil survey to susainable farming, Conference to 35th Anniversary of the Institute, High Tatras, Stará Lesná, 365 - 375.*
Čurlík, J., 1996 : Clay coatings/infillings and silcrete in the cracks of volcanic rocks as a paleoweathering feature. *International conference on soil micromorphology, Moscow.*

Vedecko-populárne (monografické) publikácie

Čurlík, J. et al., 1985: Exkurzný sprievodca. V. československá pôdoznal. konferencia. *Dom techniky Košice, 132.*
Čurlík, J., 1986: In: Holobrady et al.: Kapitoly o pôde a jej ochrane. *ÚVSZGP, Bratislava, 160.*

Ostatné práce

Čurlík, J., 1995: Pôdy Košickej kotliny a Slanských vrchov. *In: Geofaktory životného prostredia Košickej kotliny a Slanských vrchov. GÚDŠ, Bratislava, 29 - 33.*
Čurlík, J., 1995: Pôdy Žiarskej kotliny. *In: Geofaktory životného prostredia regiónu Žiarska kotlina a Banskoštiavnická oblasť. GÚDŠ, Bratislava, 34 - 40.*
Čurlík, J., 1995: Pôdy Žilinskej kotliny a Malej Fatry. *In: Geofaktory životného prostredia regiónu Malá Fatra a časť priľahlých kotlín. GÚDŠ, Bratislava, 29 - 33.*
Čurlík, J. & Rapošová, M., 1995: Informácia o súčasnom prístupe hodnotenia obsahu rizikových látok v pôdach Slovenska. *Vestník MŽP SR, XXVI, 3.*
Čurlík, J., 1996: Geochemické mapovanie pôd Slovenska. *In: Roľnícke noviny, 66, 276 (3.12.1996), 5 a 8.*

Nepublikované vedeckovýskumné práce

Hraško, J., Bedrna, Z. & Čurlík, J., 1970: Mikromorfologická a mineralogická charakteristika lužných pôd, černozemí, hnedozemí a illimerizovaných pôd Slovenska. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPVR Bratislava, 50.*
Čurlík, J., 1975: Ílové minerály pôd Slovenska. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPVR, Bratislava, 86.*
Čurlík, J., 1974: Úvod do štúdia ílových minerálov pôd Slovenska. [Rigorózna práca.] *Manuskript - PFUK Bratislava, 126.*

Čurlík, J., 1975: Výskum mineralogického zloženia pôd Slovenska. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPVR Bratislava, 125.*

Mecháček, E., Čurlík, J. & Šamajová, E., 1976: Geochemický výskum produktov zvetrávania kryštalických hornín Malých Karpát. [Záverečná správa, ŠPZV-II-8-6/3.] *Manuskript - Katedra geochémie PFUK, Bratislava, 185.*

Čurlík, J., 1976: Pedograficko-mikroskopické a mineralogické štúdium pôd Slovenska. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - PFUK Bratislava, 305.*

Čurlík, J., 1978: Výskum geochemicky účinných faktorov na rozvoj biosféry. [Záverečná správa ŠPZV-VI-3-3/15.] *Manuskript - GÚ PFUK Bratislava, 72.*

Čurlík, J., 1985: In: Žabka, A. et al.: Pohľadové betóny, výber bieleho a farebného kamenina. *Manuskript - VÚIS Bratislava, 120.*

Čurlík, J., 1986: In: Žabka, A. et al.: Výskum a využitie dolomitov v stavebníctve. *Manuskript - VÚIS Bratislava, 65.*

Čurlík, J., 1987: In: Žabka, A. et al: Rozvoj progresívnych technológií cestných a železničných mostov - časť I. výber a výskum kameniva. *Manuskript - VÚIS Bratislava, 130.*

Čurlík, J., 1988: In: Žabka, A. et al.: Vplyv textúry povrchu kameniva na reologické vlastnosti betónov. *Manuskript - VÚIS Bratislava, 90.*

Čurlík, J., 1988: In: Žabka, A. et al.: Výskum surovinovej základne pre výrobu drveného kameniva s cieľom riešiť objem a vzdialenosť prepravy kameniva na vybrané centralizované stavby. *Manuskript - VÚIS Bratislava, 95.*

Čurlík, J., Brnka, K. & Švec, J., 1988: Výskum pôdnych vzoriek pre potreby sledovania kontaminácie pôd. *Manuskript - VUJE Jaslovské Bohunice, 35.*

Veselský, J., Čurlík, J., Khun, M. & Forgáč, J., 1979: Výsledky geochemických prospekčných prác v oblasti Cu zrudnenia Novoveská Huta. I. Etapa. *Manuskript - archív UP, Spiš. Nová Ves.*

Čurlík, J., 1980: Geochemické štúdium produktov zvetrávania kryštalických hornín v oblasti Západných Karpát. [Záverečná správa.] *Manuskript - GÚ PFUK, Bratislava, 151.*

Čurlík, J. & Vrana, K., 1980: Niektoré geochemické procesy v hypergennej zóne a v pôdach. [Záverečná správa.] *Manuskript - GÚ PFUK Bratislava, ŠPZV-VI-3-3/15, 102.*

Čurlík, J., 1980: Prieskum pôd v okolí CHZJD n. p. Bratislava, pre potreby výsadby zelene. *Správa za úlohu 28/1980-VČ. PFUK Bratislava, 32.*

Veselský, J., Čurlík, J., Forgáč, J. & Khun, M., 1979: Distribúcia stopových prvkov v Cu ložiskovom poli Novoveská Huta. [Záverečná správa VP-II.] *Manuskript - archív UP, Spiš. Nová Ves.*

Veselský, J., Čurlík, J. & Forgáč, J., 1982: Petrografická charakteristika permu v oblasti Novoveskej Huty. *In: Šupala, Ľ. et al.: Záverečná správa a výpočet zásob Novoveská Huta II-Vyhľadávací prieskum - medená ruda. Manuskript - Geofond, Bratislava, 345.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J., 1985: Výsledky pôdnej geochemickej prospekcie v oblasti Havrania dolina - Biele Vody. *Záverečná správa VP-III. Úloha 32/VČ-1978, pre UP n. p., Spišská Nová Ves, 95.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J., 1985: Geochemický a petrografický výskum v ložiskovom poli Novoveská Huta. [Záverečná správa za etapu VP-3.] *Manuskript - Geofond, Bratislava, 385.*

Forgáč, J. & Čurlík, J., 1987: Premeny vulkanických hornín. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív VÚIS, Bratislava.*

Čurlík, J. & Forgáč, J., 1990: Geochemické modely a trendy výnosu prvkov pri zvetrávaní. [Záverečná správa výskumnej úlohy II-4-7/02.] *Manuskript - Geofond, Bratislava, 20.*

Čurlík, J. & Forgáč, J., 1990: Geochémia descendenčnej argilitizácie pôsobením kyslých roztokov v Štiavnických vrchoch. [Záverečná správa. Výskumná úloha II-4-6/01, 30.] *Manuskript - Geofond, Bratislava.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J., 1990: Štádijnosť redukčných premien v sedimentárnych horninách (na príklade hornín permu). [Záverečná správa výskumnej úlohy II-4-4/02.] *Manuskript - Geofond, Bratislava, 25.*

Čurlík, J. & Forgáč, J., 1990: Geochemické modely a trendy výnosu prvkov pri zvetrávaní. [Záverečná správa výskumnej úlohy II-4-7/02.] *Manuskript - Geofond, Bratislava, 20.*

Babčan, J., Čurlík, J. & Ševc, J., 1990: Uvoľňovanie živín z hornín pri zvetrávaní. [Záverečná správa výskumnej úlohy VII-1-6/06.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 35.*

Babčan, J. & Čurlík, J., 1990: Geochemický a experimentálny výskum migrácie prvkov. [Záverečná správa výskumnej úlohy II-4-4/06.] *Manuskript - Geofond, Bratislava, 45.*

Forgáč, J., Čurlík, J., Harman, J. & Horváth, J., 1990: Nálezová správa o výskyte kaolinitu a smektitov (bentonitu) v Štiavnických vrchoch. *Manuskript - Geofond, Bratislava, 39.*

Čurlík, J., 1991: Mapovanie zraniteľnosti. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava.*

Čurlík, J., Dlapa, P. & Šefčík, P., 1991: Štúdium chemického zloženia a kontaminácie pôd z oblasti zdrže Hrušov. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 12.*

Čurlík, J. & Fiala, K., 1991: Dlhodobé riziká v životnom prostredí pre pôdy v povodí Dunaja. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 32.*

Čurlík, J. & Jambor, P., 1991: Geochemický atlas Slovenska a súbor máp geofaktorov životného prostredia - pôdy. [Priebežná správa.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 27.*

Čurlík, J., 1991: In: Fulajtár, E. (Ed.): Súhrnné hodnotenie monitorovania východiskového stavu pôd a poľnohospodárstva na území dotknutom výstavbou VD Gabčíkovo. [Monitorovacia informácia.] *Manuskript - VÚPÚ Bratislava.*

Čurlík, J., Jurčová, O., Kobza, J., Rapošová, M. & Šefčík, P., 1992: Geochemicky atlas pôd Slovenska a súbor máp geofaktorov životného prostredia - pôdy. [Priebežná správa za úlohu.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 30.*

Čurlík, J. et al., 1993: Geochemický atlas pôd Slovenska a súbor máp geofaktorov životného prostredia - pôdy. [Priebežná správa za úlohu.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 82.*

Čurlík, J., Fulajtár, E. & Ilavská, B., 1993: Pôdne pomery okresu Komárno vo vzťahu k ochrane a tvorbe prírodného prostredia. [Štúdia.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava.*

Čurlík, J.: In: Fulajtár, E. et al.: Monitoring pôd ovplyvnených výstavbou vodného diela Gabčíkovo. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava.*

Čurlík, J., 1995: In: Fulajtár, E.: Present methods in soil protection used in Slovakia and their comparison wit German and international standards. *Scientific report, Soil Fertility Research Institute, Bratislava, 105.*

Čurlík, J. et al., 1995: Mars-Mera Project. Land degradation in Slovakia. Interim report. *Manuskript - VÚPU, Bratislava, 32.*

Čurlík, J., Šurina, B. & Vojtaš, J., 1995: Smernica pre zostavenie pôdnej mapy v M = 1:50 000. *MŽP SR, VÚPÚ Bratislava, 23.*

Čurlík, J., 1991: Štúdium chemického zloženia a kontaminácie pôd z oblasti zdrže Hrušov. [Záverečná správa.], 12.

Čurlík, J. & Šefčík, P., 1995: Smernica pre zostavenie pedogeochemickej mapy v M = 1:50 000. *Manuskript - MŽP SR, VÚPÚ Bratislava, 23.*

Cebecauer, Čurlík, J., Feranec, J., Fulajtár, E., Ladecký, P., Šurina, B. & Šúri, M., 1996. Land degradation mapping in Slovakia. Mars-Mera Project. *Final report, SFRI Bratislava, 48.*

Čurlík, J., Šurina, B. & Vojtek, R., 1995: Pôdy regiónu Galanta. Sprievodná správa k pôdnej mape M = 1:50 000. *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 36.*

Šurina, B., Čurlík, J. & Sobocká, J., 1996: Vplyv klimatických zmien na vlastnosti pôd. [Priebežná správa]. *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 46.*

Čurlík, J., Šurina, B. & Sobocká, J., 1996: Krajinnoekologický prieskum Povodia Váhu. Pôdy regiónu Dolný Váh. [Záverečná správa.] *Manuskript - VÚPÚ, Bratislava, 35.*

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar možno reprodukovať aj v pomere 1:1, alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI).* Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1,6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie naľavo okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obrázku.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčkou od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade, že ide o počítačovo vytvorené ilustrácie, prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už impregnované, tedy pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo naširoko strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú nepresvedčivé a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
   Časopis
   Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
   Zborník
   Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy VGR.-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.