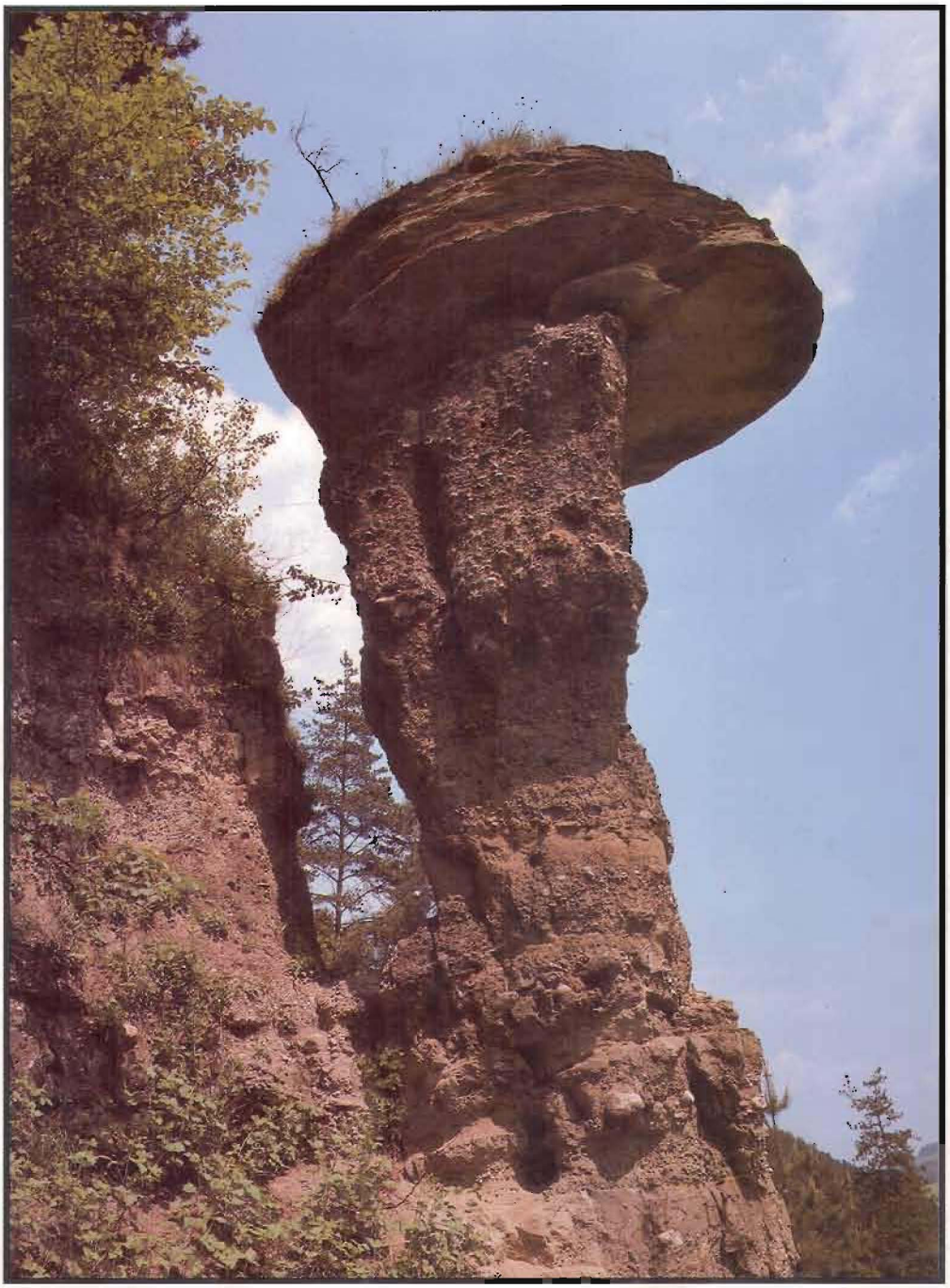
3-4/24/1992
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



MINERALIA SLOVACA MONOGRAPHY

DEPOSITS OF OIL AND NATURAL GAS IN CENTRAL EUROPE

By D. Ďurica, J. G. Namestnikov, I. Pagáč, Z. Roth, 1986

Contents :

- Fundamental features of the geological structure of Central Europe
  Platforms of Central Europe
  The Region of Alpine folding
  The Alpine system
  The Tertiary foredeeps
  Tertiary intermonstane basins
- Oil-gas geological zonation of Central Europe
- Oil-gas basins of the platform area
  The basin of the European platform
  The Thuringian minor basin
  The oil-gas basin of the Rhine graben
- Oil-gas basins of the Alpine-folded areas
  The Carpathian oil-gas basin
  The Vienna basin
  The oil-gas bearing Pannonian basin
  The Transylvanian gas-bearing basin
- Oil-gas bearing basins in the contact zones between platforms and Alpine folded regions
  The oil-gas bearing subprovince of the northern Alpine-Carpathian foredeep
  The basin of the Alpine foredeep
  The northern pre-Carpathian oil- and gas-bearing basin
  The southern pre-Carpathian-Balkan oil-gas-bearing basin
  The northern peri-Black Sea oil- and gas-bearing basin
  The western peri-Black Sea oil- and gas-bearing basin
  The Adriatic oil-gas bearing basin
- Some regularities in the distribution of oil and gas deposits in Central Europe

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 60 pages)
284 p., 107 figs.
Price: 16 USD

METALLOGENESIS OF NEOVOLCANITES IN SLOVAKIA

By J. Burian, M. Slavkay, J. Štohl, J. Tözsér, 1985

Contents:

- Neogene Magmatism in Geological Development of the West Carpathians
- Metallogenesis of Neovolcanic Areas
- Ore District Characterization
  The Banská Štiavnica Stratovolcano Ore District
  The Kremnica Mts. Ore District
  The Javorie Ore District
  The Poľana Ore District
  The Vepor Mts. Ore District
  Ore District of the Slanské vrchy Mts.
  Ore District of the Vihorlat Mts.
  Ore District of the Zemplínske vrchy Mts.
  Ore Fields and Deposits of Unclear Position
- Forecast evaluation of the Metallogenetic Zone

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 77 pages)
269 p., 1 colour mape, 45 figs., 8 tabs.
Price: 15 USD

GEMERICUM - SEGMENT OF THE PALEOTETHYAN RIFTOGENOUS BASIN

By P. Grecula, 1982

Contents:

- Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
- Volcanism and its geotectonic setting
- A paleogeographical and paleotectonical reconstruction of the Lower Paleozoic sedimentation province of Gemericum
- The tectonic pattern of the Variscan orogeny
- Tectonic styles of the Variscan and Alpine deformation stages
- Neoid faults and the block pattern
- Some remarks to the metamorphic development
- Mettallogenesis: genesis, age and tectonic position of mineralization

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 55 pages)
263 p., 4 colour mapes, 17 plates, 83 figs.,
Price: 20 USD

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:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geofond, Bratislava
Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofyzika, a.s., Brno
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Geokonzult, a.s., Košice
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenský geologický úrad, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves

Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GRECULA
Geologický prieskum
Werferova ul. 1, 040 11 Košice

Editorial board - Redakčná rada
Chairman - Predseda
JÁN BURIAN

Members - Členovia

Ján Bartalský, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Rudolf Ďuda, Východoslovenské múzeum, Košice
Karol Együd, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Miroslav Harman, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Dušan Hovorka, Geologický ústav PF UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Marián Jančura, Železorudné bane, Spišská Nová Ves
Jozef Karch, Slovenské magnezitové závody, Košice
Vlastimil Konečný, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Alfonz Mihalič, Geologický prieskum, ATNS, Košice
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ľudovít Kucharič, Geocomplex, Bratislava
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Dominik Polakovič, Geofond, Bratislava
Miroslav Račický, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Pavol Tkáčik, IGHP, Žilina
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Redakcia - Editorial staff
Mária Greculová
Mária Dryjová
Martin Kriš

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šestkrát ročne vo vydavateľstve Alfa. Vydavateľ: Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač Polygraph servis Bratislava.
Predplatné pre rok 1992: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78.- Kčs, študenti 40.- Kčs, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228.- Kčs. Cena jednotlivého čísla je 38.- Kčs (dvojčíslo 78.- Kčs).
Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii.
Adresa redakcie: Mineralia slovaca, p. p.13, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves in the Publishing House Alfa Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1992 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscriptions can be sent to Slovart Ltd., nám. Slobody 6, 817 64 Bratislava, CSFR or to Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR.
Advertising: Contact managing editor.
Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR; Phone 095/437 846.

© Alfa Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 24 (1992) ■ 3 - 4

175 **Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika** — M. Radvanec
Zonality of low-pressure polyphase metamorphism in open system for the fluid phase in the gneiss-amphibolite complex of Gemeric unit

197 **Náčrt evolúcie izotopov stroncia v kryštaliniku tatrika a veporika** — J. Kráľ
Outline of strontium isotopic evolution in the crystalline of the Tatric and Veporic units

209 **Oxygen and carbon isotopic analysis of Karpatian foraminifera from LKŠ-1 borehole (Southern Slovakian Basin)** — K. Šutovská, J. Kantor
Izotopové analýzy kyslíka a uhlíka vo foraminiferách karpatu z vrtu LKŠ-1 (juhoslovenská panva)

219 **A sedimentological and petrographic investigation of the Nižný Čaj - K-8 well** — J. K. Reed, J. Janočko, D. Vass, M. Gipson
Sedimentologický a petrografický výskum vrtu Nižný Čaj - K-8

227 **Problémy vyčleňovania vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveská Huta** — J. Forgáč, J. Čurlík
Contribution to the distinction of volcanic rocks in the Novoveská Huta Ore Field

235 **Stratigrafia a tektonika spodnokriedovej vápencovej sekvencie v profile jaskyne Driny (vysocká jednotka, Malé Karpaty)** — J. Michalík, D. Reháková, F. Marko
Stratigraphy and tectonics of the Lower Cretaceous limestones in the Driny cave section (Vysoká Unit, Malé Karpaty Mts.)

245 **Zlato-strieborná mineralizácia žíl v hodrušskom rudnom poli** — D. Onačila, E. Rojkovičová
Precious metal mineralization on the Hodruša Ore Field Veins

257 **Využitie radarových záznamov v geomorfológii** — J. Jakál, J. Feranec, J. Harčár, J. Lacika, J. Urbánek
Using of radar images in geomorphology

271 **Ti-Nb-Ta minerály v leukogranitoch Tríbeča** — P. Uher, I. Broska
Ti-Nb-Ta minerals in leucogranites of the Tríbeč Mts. (Western Carpathians)

279 **Skarnoidy v oblasti Jasenia-Kyslej (Nízke Tatry)** — P. Pitoňák, J. Spišiak
Skarnoides in the Jasenie-Kyslá area (the Low Tatras)

285 **Ag-Bi a Se galenity v epitermálnych Au-Ag žilách v severnej časti kremnického rudného poľa** — E. Mačo
Ag-Bi and Se galenite in epithermal gold-silver veins in the northern part of the Kremnica Ore Field

293 **Živce z intrúzie granodioritového porfýru na lokalite Zlatno** — P. Konečný
Feldspars from the Zlatno granodiorite porphyry intrusion

301 **Turčocký granit - produkt postorogénneho magmatizmu A-typu?** — P. Uher, T. Gregor
The Turčok granite: product of post-orogenic A-type magmatism?

305 **Využitie metód atómovej spektroskopie na stanovovanie vedľajších a stopových prvkov v pôde** — J. Medveď, V. Streško, J. Kubová, J. Polakovičová, J. Čurlík
Evaluation of the methods of atomic spectroscopy for the determination of minor and trace elements in soil

313 **Štúdium sorpcie kobaltu na prírodnom mordenite a klinoptilolite** — E. Horváthová, J. Lesný
Study of cobalt sorption on natural mordenite and clinoptilolite

319 **Objevilo se potvrzení fixistického modelu PEP systémů?** — R. Květ
Was the confirmation of fixistic model for Planetary Equidistant Rupture systems discovered?

323 **Celestín z Novej šachty v Banskej Štiavnici** — M. Lipovský, P. Uher
Colestine from the Nová šachta shaft in Banská Štiavnica

324 **Nová lokalita stilbitu vo Vysokých Tatrách** — J. Jahn, P. Uher
New locality of the stilbite in the High Tatra Mts.

325 **Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania** — D. Hovorka, Š. Méres
Geochemical explanations to geological maps; proposal for their elaboration

329 **Teran, akrečný teran, teranový koncept** — P. Grecula
Terrane, accreted terrane, terrane concept

218 **Hluboké vrty v Čechách a na Moravě a jejich geologické výsledky (M. Suk, D. Ďurica, V. Obstová a E. Staňková)** — P. Grecula
Deep boreholes in Bohemia and Moravia and their geological applications (M. Suk, D. Ďurica, V. Obstová and and E. Staňková)

244, 270, 277, 311, 332
Aktivita SGS
Activities of the Slovac Geological Society

OBÁLKA: Skalný hríb pri Markušovciach (okres Spišská Nová Ves). Pozostáva zo zlepencov a bridlíc. Zlepencový vývoj je transgresívnym bazálnym členom paleogénu (vnútrokarpatský flyš), ktorý obsahuje materiál z podložných karbonátov triasu. Foto: D. Slivka.

COVER: Rocky boletus near Markušovce (the Spišská Nová Ves district). It consits of conglomerates and shales. Conglomerate development is a transgresive basal member of the Paleogene (the Inner Carpathian Flysch), which contains material from underlying Triassic conglomerats. Photo: D. Slivka.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 175 - 196

Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika

MARTIN RADVANEC
Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta, 052 40 Spišská Nová Ves

(Doručené 20.12.1991)

Zonality of low-pressure polyphase metamorphism in open system for the fluid phase in the gneiss-amphibolite complex of Gemeric unit

Semipelite (pelite + carbonate + organic matter + tholeiitic basalt) has been polyphase and regionally metamorphosed in open system for fluid phase and represents actually part of the gneiss-amphibolite complex of Gemeric (West Carpathians). The older metamorphism has its prograde and retrograde path with P = 2 - 3 kbar and the chlorite-biotite (500 °C), biotite (550 °C) as well as cummingtonite zones (650 °C) of semipelite alteration were substantiated. In the prograde path, the elements mobilized from the CaNKFMASCHTO were Ca+Mg±Mn±Mg, H_2O and CO_2. These components moved into the fluid phase from which, under lower temperature and pressure in the retrograde M1 path), Fe+Mn carbonates crystallized. The generation of fluid phase in the prograde path of metamorphism is explanation for the genesis of siderite ore veins in the Gemeric unit. The younger metamorphism (M2) partially reworked the older mineral assemblages under higher pressures in the chlorite zone (P = 4 kbar, T = 400 °C). The age of M1 metamorphism is Variscan whereas the M2 metamorphism is Alpine.

Úvod

Pararuly a amfibolity sa na severnom okraji gemerika vyskytujú prakticky v súvislom pruhu od Dobšinej cez Rudňany po Klátov. Tento pruh vyšších metamorfitov staršieho paleozoika gemerika nazval Dianiška a Grecula (1979) rulovo-amfibolitovým komplexom. Komplex je vo variskom rakoveckom príkrove, v ktorom sa v tektonickom styku nachádzajú komplexy nižšie metamorfovaných staropaleozoických (prevažne metatholeiitické bazalty a metapelity) sekvencií gemerika (Grecula, 1982; Grecula a Kucharič, 1985, 1989). Argument, že sa rozlične intenzívne metamorfované komplexy nachádzajú v jednej skupine či v jednom príkrove, bol pre Spišiaka et al. (1985) dôvodom, aby klátovský rulovo-amfibolitový komplex premenovali na klátovskú skupinu alebo na samostatný klátovský príkrov (Hovorka et al., 1984), čo nie je opodstatnené.

Súčasný stav poznatkov

Rulovo-amfibolitovému komplexu sa z petrografického, petrologického a geotektonického hľadiska venovala veľká pozornosť. Jeho prvú metamorfnú charakteristiku z oblasti Klátova podal Grecula a Dianiška (1977) a Dianiška a Grecula (1979), neskôr Faryad (1986). Rudniansky amfibolitovo-rulový komplex opísal Popreňák et al. (1973), Hovorka et al. (1979), Hovorka a Spišiak (1981), Spišiak a Hovorka (1985), Hovorka a Spišiak in Cambel et al. (1985), Hovorka et al. in Hurný (1982) a Pramuka (1985b, 1986). Z oblasti Dobšinej vyššie metamorfity novšie podrobne opísal Rozložník (1965) a Pramuka (1985a). Niektoré minerály metabazitov rakoveckého príkrovu petrologicky charakterizoval Bajaník a Hovorka (1981).

Cieľom väčšiny autorov bolo určiť P-T podmienky metamorfózy staropaleozoických metabazitov, ich pyroklastík a sedimentov, ktoré sa navzájom striedajú v jednej litostratigrafickej jednotke. Teplotné prepracovanie hornín v oblasti Rudnian dosiahlo 500 - 620 °C (Hovorka et al. in Hurný, 1982; Hovorka a Spišiak in Cambel, 1985). Podľa Pramuku (1985a) sa v oblasti Dobšinej uplatnili rovnaké teplotné podmienky metamorfózy. Klátovské pararuly boli podľa Faryada (1986) metamorfované pri teplote 580 - 620 °C.

Podľa petrografického štúdia uvedených autorov rulovo-amfibolitový komplex tvorí biotiticko-plagioklasová, granaticko-biotiticko-plagioklasová, amfibolicko-biotiticko-plagioklasová, granaticko-amfibolicko-biotiticko-plagioklasová rula a pararula. Podstatnú časť komplexu však tvorí amfibolit, granatický amfibolit, klinozoisitický amfibolit, miestami oftalmitický (okatý) amfibolit.

TAB. 1
Minerálna asociácia metasemipelitu rulovo-amfibolitového komplexu gemerika
Mineral association of metapelites from gneiss-amphibolite complex; Gemericum

Zóna		Chl-Bt	Bt	Cum
Lokalita		Dobšiná	Rudňany	Klátov
Biotit	(Bt)			
Chlorit	(Chl)			
Kremeň	(Qtz)			
Plagioklas	(Pl)			
Granát	(Grt)			
Fengit	(Phg)			
Epidot	(Ep)			
Klinozoizit	(Czo)			
Zoizit	(Zo)			
Grafit?	(C)			
Hornblend	(Hbl)			
Cummingtonit	(Cum)			
Actinolit	(Act)			
Apatit	(Ap)			
Titanit	(Ttn)			
Kalcit	(Cal)			
Rutil	(Rt)			
Ilmenit	(Ilm)			
Zirkón	(Zrc)			
Pyrit	(Py)			

Ďalším cieľom niektorých z uvedených prác bolo určiť protolit metamorfitov, ba niektorí autori sa zo štúdia bazitov metamorfovaných v podmienkach amfibolitovej fácie metamorfózy pokúsili určiť aj geotektonické pozadie staropaleozoického vývoja gemerika, napr. ako predoblúkový vývoj (Hovorka a Ivan, 1985).

Ale na zistenie P-T podmienok metamorfózy sa nepoužili výsledky štúdia vzťahov všetkých minerálov v hornine ani výsledky fázových vzťahov minerálov. Teplota metamorfózy sa nekriticky odvodila od rôznych geotermometrov, pričom autori vychádzali z predpokladu, že všetky "geotermometrické" dvojice minerálov vznikali v metamorfite súčasne.

O tlakových podmienkach metamorfných udalostí nie sú v uvedených prácach spoľahlivé údaje. Všeobecne sa predpokladá, že rulovo-amfibolitový komplex vznikal v strednotlakovej metamorfóze (Hovorka in Hurný, 1982). S nízkotlakovou metamorfózou komplexu počíta v oblasti Dobšinej Pramuka (1985a).

V petrograficko-petrologických charakteristikách metamorfných udalostí komplexu autori neštudovali stav fluidnej fázy. Doteraz nevieme, či fluidná fáza bola pri metamorfóze v otvorenom, alebo uzavretom systéme. Väčšina autorov opisuje hydrotermálne prepracovanie metamorfitov amfibolitovej fácie. Toto konštatovanie stavu prepracovania horniny sa urobilo bez bližšieho určenia vzťahu fluidnej fázy metamorfózy a naloženého či súčasného hydrotermálneho procesu. Nie je známe, či bol hydrotermálny proces súčasťou dehydratačných metamorfných reakcií, alebo ide o geneticky oddelený proces, ktorý pôsobil na metamorfit po procese metamorfózy v časove oddelenej perióde alebo fáze.

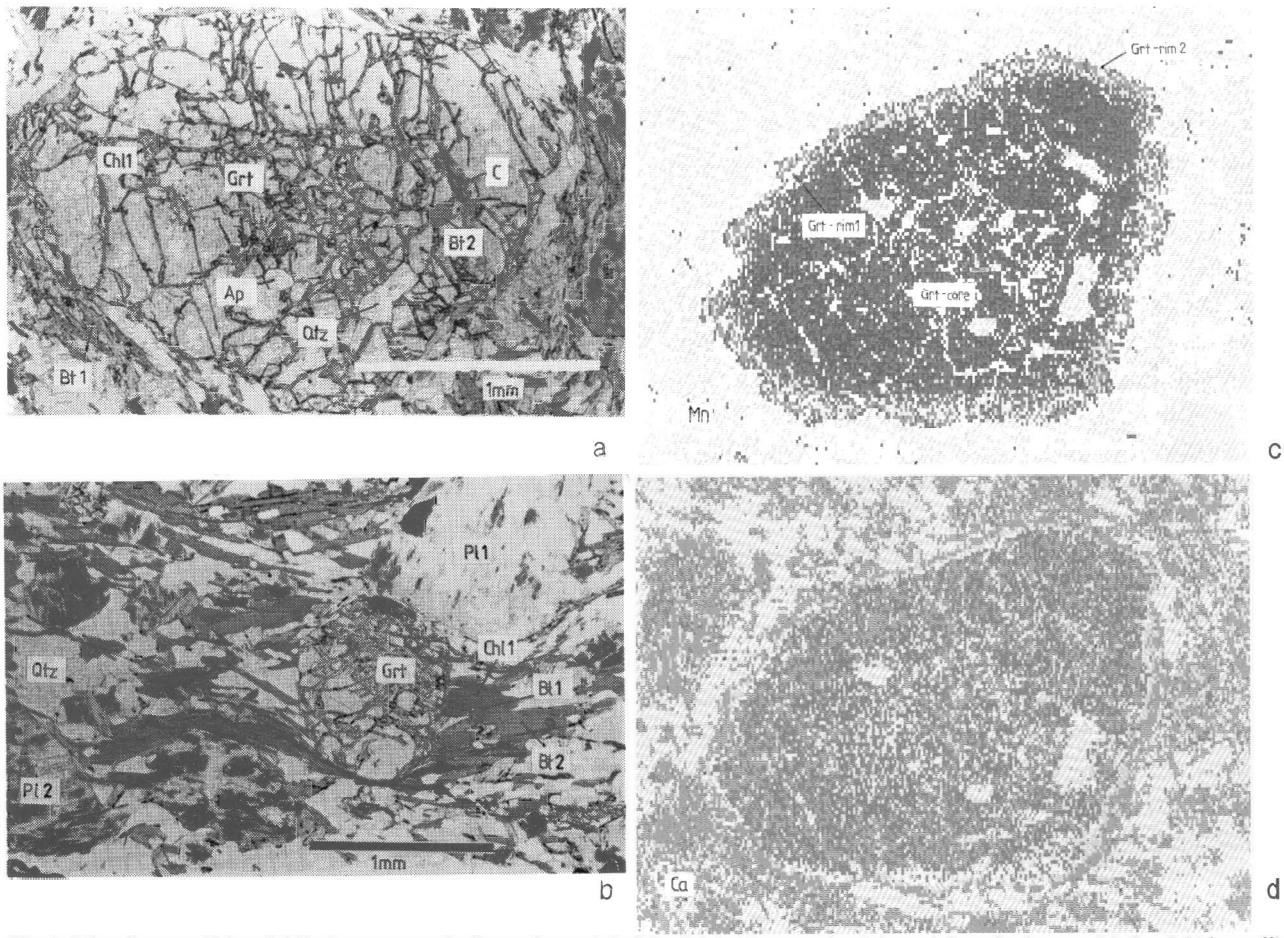
V doterajších petrologických prácach sa neriešil ani vzťah amfibolitovej fácie metamorfózy a metalogenézy gemerika a ani metamorfná zonálnosť rulovo-amfibolitového komplexu. Doteraz nie sú údaje o tom, aké minerálne asociácie kryštalizovali v prográdnej a aké v retrográdnej vetve metamorfózy, ba nie je petrologická evidencia o tom, či sa metamorfné udalosti odohrali v jednom alebo v niekoľkých metamorfných prográdno-retrográdnych cykloch. V tomto článku sa pokúsime na nastolené otázky odpovedať.

Geologické pozadie metamorfovaného protolitu

Gemerikum obsahuje metamorfované vulkanicko-sedimentárne sekvencie silúru a dévónu. Tie sú lokálne a diskordantne prekryté karbónskymi a permskými formáciami. Vznik staropaleozoických sekvencií kontroloval riftogénny bazén v centre riftovej zóny s oceánskou kôrou (ofiolity) a kontinentálnou kôrou s bazaltovo(andezitovo)-ryolitovým vulkanizmom v ostatných častiach riftu (Grecula, 1982).

Litostratigrafia staršieho paleozoika je rôznorodá. Spodnú časť tvoria detritické sedimenty, ktoré obsahujú grafitické laminované metapelity až grafitické metapelity s polohami telies karbonátov a lyditov. Strednú časť charakterizujú rozličné variety metapelitov (chloritické, sericitické metapelity) a vrchnú časť tvoria pestré vulkanické horniny. Sem patria tholeiitické bazalty gemerika, ktoré majú chemizmus vulkanizmu typu MORB, ako aj ryolitové sekvencie, ktoré reprezentujú pasívne okraje kontinentu (l. c.).

Pelitický sediment, ktorý sme študovali, vznikol v predmetamorfnom štádiu na styku pelitov s orga-



Obr. 1. Minerálna asociácia v dobšinskom metasemipelite. a, b, c - plošná distribúcia Mn v granáte (1a), modrá + zelená - core (MnO = 3,91 hmot %), žltá - rim1 (MnO = 6,68), červená - rim2 (MnO = 5,87), d - plošná distribúcia obsahu Ca, modrá + zelená - core (CaO = 1,75), žltá - rim1 (CaO = 3,22), červená - rim2 (CaO = 9,09).

Fig. 1. Mineral assemblage in metasemipelite from Dobšiná.. a, b, c - areal distribution of Mn in garnet (1a), blue + green - core (MnO = 3.91 weight %), yellow - rim1 (MnO = 6.68 %, red - rim2 (MnO = 5.87 %), d - areal distribution of Ca, blue + green - core (CaO = 1.75 weight %), yellow - rim1 (CaO = 3.22 %), red - rim2 (CaO = 9.09 %).

nickou substanciou a pelitov s prímesou tholeiitových bazaltov a bol vo variských a alpínskych udalostiach metamorfovaný. Dnes je na severe gemerika súčasťou rulovo-amfibolitového komplexu (l. c.).

Postup prác

Vzorky sme odobrali z rulovo-amfibolitového komplexu na lokalite Dobšiná, Rudňany a Klátov. Z hľadiska už uvedených cieľov sme vybrali taký horninový typ komplexu, ktorý mal na všetkých lokalitách v jednom výbruse rovnaké objemové zloženie týchto minerálov: kremeň 30 - 40 % obj, plagioklas 20 - 25 %, biotit + granát 15 - 20 %, amfibol + chlorit 10 - 20 %, skupina epidotu 5 - 10 %, fengit - muskovit 5 %. Dôležitou požiadavkou bolo, aby litotyp v každom skúmanom výbruse okrem uvedených hlavných minerálov obsahoval aj ilmenit + rutil + titanit + kalcit + apatit a grafit (?) (pôvodne organický materiál). Objemové zastúpenie tejto asociácie nesmelo presiahnuť 3 %. Ďalšou požiadavkou bolo, aby nijaký z minerálov vo vzorke alebo vo výbruse nebol lokalizovaný v mladšej žilke, ako je matrix horniny. Také vzorky sme zo štúdia vylúčili. Podrobnejšie zastúpenie minerálov na lokalitách je v tab. 1.

Vzorky litotypu sme vyberali prísne, aby sme mali nielen petrografickú, ale aj petrologickú istotu, že skúmame rovnaký horninový typ v celom priestore rozšírenia rulovo-amfibolitového komplexu, t. j. rovnaký silikátový systém na rozličných miestach.

Podľa klasifikácie Hovorku a Spišiaka (in Cambel, 1985) možno litotyp, ktorý skúmame, nazvať biotiticko-plagioklasovou, granaticko-biotiticko-plagioklasovou a amfibolicko-plagioklasovou pararulou.

Ale táto petrografická klasifikácia je z hľadiska štúdia metamorfných reakcií a metamorfnej zonálnosti nepoužiteľná, pretože v rámci rulovo-amfibolitového komplexu neklasifikuje kritické minerálne asociácie v zónach metamorfózy. To bol dôvod, aby sme názov študovaného metamorfitu odvodili od protolitu, ktorý okrem pelitického sedimentu (kremeň, sľudy, ílové minerály ± karbonáty ± organická substancia) obsahoval aj vulkanickú, pôvodom tholeiitickú prímes (bazalt?). Jej prítomnosť v metamorfite indikuje amfibol a chlorit. Študovaný metamorfit voláme metasemipelitom a ten má na každej lokalite presné minerálne zloženie (tab. 1).

Minerálne asociácie metasemipelitu sme študovali pomocou skanovacieho elektrónového mikroskopu (Hitachi S 550) s Kevex energiovo-disperzným Rtg analytickým systémom na univerzite v Kjóte. Použila sa korekcia Magic V program, Kevex 7000 µm system. Pri podstatnej časti analýz sa použil detektor Kevex Si (Li) s Be-oknom pri urýchľovacom napätí 15 kV a 300 pikoampérov elektrónového lúča. Pri práci sme použili prírodné štandardy.

Ďalej sme minerály študovali v odrazených elektrónoch (BSE) s detektorom GW-BSE na skanovacom elektrónovom mikroskope (Hitachi S 530 a S 550) pri 20 kV a cca 1000 pikoampéroch.

Pri štúdiu chemizmu minerálov, resp. minerálnych asociácií, sme využili X-ray plošné chemické mapovanie, ktoré umožnil program Kevex Advanced Image. Plošné chemické mapovanie sme robili na danej ploche výbrusu počas 12 - 15 hodín pri stabilných podmienkach mikroanalyzátora. Na základe plošného mapovania chemizmu minerálov sme vybrali vhodné miesta na kvantitatívnu analýzu. Reprezentatívne analýzy sú v tab. 2.

Zistené minerály

Plagioklas

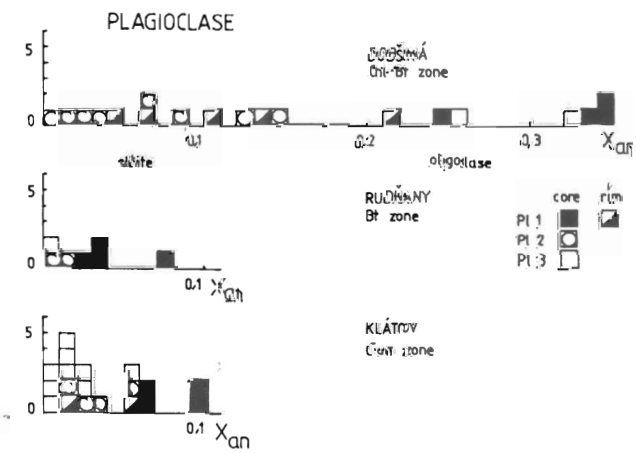
V metasemipelite rulovo-amfibolitového komplexu sa plagioklas vyskytuje vo forme porfyroblastov veľkých do 3 mm a v matrixe je vo forme hypidiomorfne obmedzených zŕn.

V dobšinskom metasemipelite sme plagioklas zistili v porfyroblaste Pl1 a Pl2, ktoré sú v asociácii s fengitom, granátom, biotitom, chloritom a kremeňom (matrix, obr. 1b). Porfyroblasty obsahujú inklúzie Phg1, Czo1 a Zo, niekedy aj Qtz, Ap a C (grafit?). V trhlinách porfyroblastov kryštalizoval Bt2. Starší porfyroblast plagioklasu (Pl1), ktorý kryštalizoval v tesnej blízkosti granátu (Grt) a je s ním v asociácii, je výrazne zonálny. Jeho stred má hodnotu X_{an} = 0,33 - 0,34 (hranica X_{an} = 0,1 - 0,2 oligoklas). Ojedinele má stred hodnoty okolo X_{an} = 0,24. Okraj porfyroblastu má hodnotu X_{an} = 0,05 - 0,06. Mladší porfyroblast (P12) kryštalizoval ako nezonálny kumuloblast alotriomorfne obmedzených zŕn plagioklasu, ktorý má na jeho rôznych miestach hodnotu X_{an} = 0,14 - 0,01. Tento porfyroblast je vždy v asociácii s Bt + Chl + Qtz. Z porovnania obsahu X_{an} v porfyroblaste Pl1 a Pl2 vychodí, že Pl2 kryštalizoval v čase kryštalizácie okraja porfyroblastu Pl1, pretože okraj Pl1 má X_{an} s podobnou hodnotou, ako má porfyroblast Pl2 (obr. 2, tab. 2a).

V matrixe dobšinského metasemipelitu kryštalizoval plagioklas Pl3 v podobe hypidiomorfne obmedzených zŕn (X_{an} = 0,25 - 0,33), ktoré neobsahujú inklúzie iných minerálov.

V metasemipelite z Rudnian sa plagioklas (Pl1) vyskytuje vo forme porfyroblastu, ktorý sa skladá z nezonálnych zŕn plagioklasov (X_{an} = 0,03 - 0,08). Porfyroblast obsahuje inklúzie malých (pod 5 µm), nemerateľných zŕn fengitu a klinozoisitu(?) (obr. 4). V matrixe horniny je plagioklas (Pl2) spolu s Bt, Chl, Hbl a Qtz v podobe nezonálnych hypidiomorfne obmedzených zŕn albitu (X_{an} = 0). Albit inklúzie neobsahuje (tab. 2, obr. 2).

V metasemipelite z Klátova sa plagioklas vyskytu-



Obr. 2. Histogram rozdelenia X_{an} v plagioklase metasemipelitu rulovo-amfibolitového komplexu generika.
Fig. 2. Frequency distribution of X_{an} in plagioclase of metasemipelite from gneiss-amphibolite complex of Gemeric unit.

TAB.2

Reprezentatívne analýzy minerálov metasemipelitu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika
Representative mineral analysis of metasemipelites in the gneiss-amphibolite complex; Gemericum

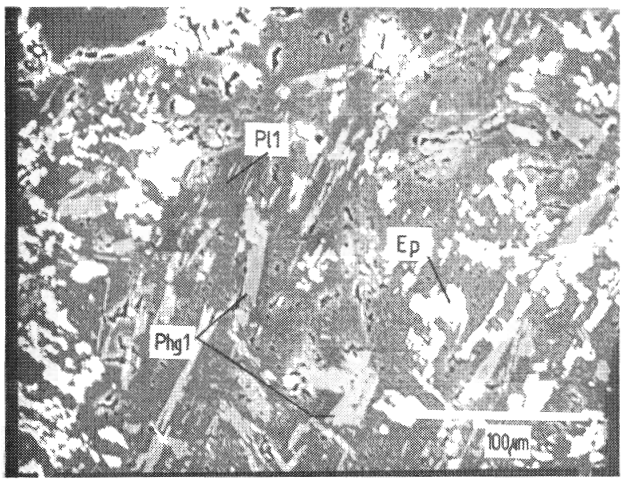
Zone	Chl-Bt			Bt		Chl-Bt				Bt		Cum							Bt
Locality	Dobšiná			Rudňany		Dobšiná				Rudňany		Klátov							Rudňany
Mineral.	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Pl1	Pl1	Pl2	Pl3	Pl1	Pl2	Pl1	Pl2	Pl3	Ttn	Ilm	Rt	Cal	Cal
M.B.	core	rim1	rim2	core	rim	core porphyrobl.	rim	co-ri porph.	matrix	co-ri porph.	matrix	co-ri porph.	matrix	matrix	matrix Chl1	matrix	matrix	matrix	matrix
SiO_2	37.68	38.04	37.95	37.95	37.81	59.73	67.66	64.79	60.46	67.96	68.60	66.01	66.08	67.76	30.50	-	-	-	-
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40.21	52.10	98.82	-	-
Al_2O_3	20.72	21.05	21.03	20.92	21.10	25.53	20.29	22.15	25.45	20.00	19.45	21.03	20.34	19.77	.15	-	-	-	-
FeO	31.92	27.52	24.48	27.54	30.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	.74	42.08	.38	.77	1.05
MnO	3.91	6.68	5.87	1.73	2.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	.15	4.55	.06	.11	5.33
MgO	3.88	3.73	1.38	4.24	3.40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	.50	-	.29	.46	.82
CaO	1.75	3.22	9.09	7.14	5.10	7.00	1.37	3.05	7.05	.64	.07	2.08	1.08	.30	27.85	-	.47	53.66	49.60
Na_2O	-	-	-	-	-	7.63	11.33	9.93	8.01	11.41	11.78	10.54	11.16	11.73	-	-	-	-	-
Total	99.86	100.24	99.80	99.52	99.80	99.89	100.65	99.92	100.97	100.01	99.90	99.66	99.66	99.56	100.10	99.73	100.02	98.60	98.57
																	CO_2	43.60	41.87
O=					12									8	5	6	6		6
Si	3.021	3.024	3.030	3.009	3.013	2.662	2.947	2.853	2.669	2.970	2.997	2.907	2.947	2.975	0.996	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.998	2.015	2.974	-	-
Al	1.958	1.972	1.979	1.955	1.982	1.341	1.042	1.150	1.324	1.030	1.001	1.091	1.053	1.023	0.006	-	-	-	-
Fe^{2+}	2.140	1.829	1.634	1.826	2.012	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.020	1.776	0.013	0.065	0.088
Mn	0.266	0.450	0.397	0.116	0.149	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.004	0.194	0.002	0.009	0.453
Mg	0.464	0.442	0.164	0.501	0.404	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.024	-	0.017	0.070	0.122
Ca	0.150	0.274	0.777	0.607	0.436	0.334	0.064	0.144	0.333	0.030	0.003	0.098	0.051	0.014	0.975	-	0.020	5.856	5.336
Na	-	-	-	-	-	0.661	0.960	0.850	0.687	0.970	1.001	0.903	0.953	1.002	-	-	-	-	-
Total	7.999	7.991	7.981	8.014	7.996	4.998	5.013	4.997	5.013	5.000	5.002	4.999	5.004	5.014	3.023	3.985	3.026	6.000	5.999
grs	0.050	0.092	0.262	0.199	0.145														
sps	0.088	0.150	0.134	0.038	0.050														
alm	0.709	0.611	0.550	0.599	0.670	ab 0.664	0.938	0.855	0.673	0.970	0.997	0.902	0.949	0.986	il 0.914				
pyr	0.154	0.148	0.055	0.164	0.135	an 0.336	0.062	0.145	0.327	0.030	0.003	0.098	0.051	0.014	ht 0.011				

Pokračovanie tab.2

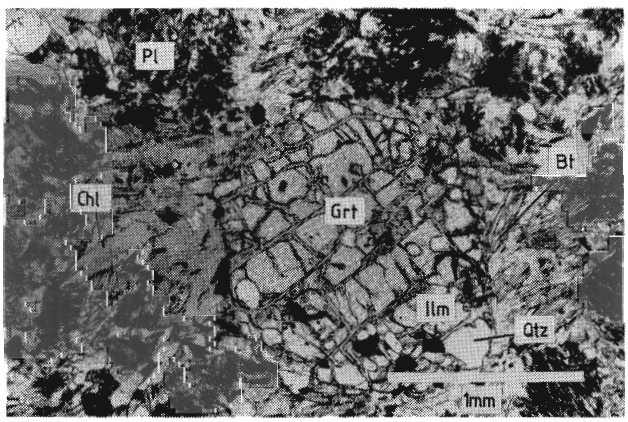
Zone		Chl-Bt			Bt			Cum	Chl-Bt		Bt		Chl-Bt				Bt			Cum	
Locality		Dobšiná			Rudňany			Klátov	Dobšiná		Rudňany		Dobšiná				Rudňany			Klátov	
Mineral.	Phg1	Phg2	Phg3	Phg1	Phg2	Phg3	Phg	Bt1	Bt2	Bt1	Bt2	Chl1	Chl2	Chl3	Chl4	Chl1	Chl2	Chl3	Chl1	Chl2
M.B.	inclu	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	inclu	matrix	crack	matrix	crack	matrix	matrix	matrix	crack	matrix	matrix	crack	matrix	matrix
	Pl2	Bt+Chl		1Chl+Bt	Hbl	Chl2	Pl	Chl1	Grt	Chl1	Pl	Pl+Bt1	Bt2	Phg3	Grt	Pl+Chl1	Bt2	Pl	Chl2	Chl1
SiO_2	48.80	47.12	47.43	47.97	46.57	48.08	45.61	36.39	35.88	36.72	34.72	26.19	26.12	27.53	26.49	25.37	25.03	27.49	25.93	27.32
TiO_2	.80	.62	.86	.27	.30	.16	0.21	1.74	3.16	1.40	1.08	-	-	-	-	.07	.09	.13	-	-
Al_2O_3	29.85	32.76	26.81	30.50	34.33	26.11	36.46	18.16	18.60	17.98	18.45	19.05	20.80	19.25	18.53	19.53	21.05	18.07	21.03	18.63
FeO	1.95	1.66	4.32	2.08	1.01	5.38	.42	18.93	17.98	17.23	18.45	25.32	25.34	24.37	24.63	28.53	24.41	21.32	23.36	23.60
MnO	.05	.04	.06	.05	.04	.06	.05	-	.36	.12	.10	.62	.68	.49	.64	.32	.14	.15	.29	.38
MgO	2.18	1.35	3.81	1.81	.84	3.78	.24	10.66	10.51	12.81	15.10	14.49	15.14	14.22	15.48	12.46	14.87	18.52	15.34	16.20
CaO	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na_2O	.67	.79	.28	.40	.62	0.27	.44	-	.24	.07	.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	10.52	10.40	10.80	10.56	10.37	10.30	10.61	9.41	9.29	8.93	8.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	94.82	94.74	94.42	93.62	94.08	94.15	94.03	95.25	96.02	95.26	96.30	85.67	88.08	85.86	85.77	86.28	85.59	85.68	85.95	86.13
n=	3	9	6	6	4	4	5													
O=							22				22									28
Si	6.552	6.324	6.518	6.520	6.261	6.629	6.121	5.513	5.386	5.507	5.193	5.669	5.485	5.881	5.708	5.546	5.387	5.801	5.513	5.792
Al^{IV}	1.448	1.676	1.482	1.480	1.739	1.371	1.879	2.487	2.614	2.493	2.807	2.331	2.515	2.119	2.292	2,454	2.613	2.199	2.487	2.209
T^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.060	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	3.275	3.506	2.860	3.406	3.701	2.871	3.888	0.756	0.677	0.685	0.445	2.529	2.633	2.727	2.414	2.579	2.726	2.296	2.784	2.447
Ti	0.081	0.063	0.089	0.028	0.030	0.017	0.021	0.199	0.357	0.158	0.121	-	-	-	-	0.012	0.015	0.021	-	-
Fe^{2+}	0.219	0.186	0.496	0.236	0.114	0.620	0.047	2.398	2.250	2.161	2.308	4.584	4.450	4.354	4.439	5.216	4.393	3.763	4.154	4.184
Mn	0.006	0.005	0.007	0.006	0.005	0.007	0.006	-	0.046	0.016	0.013	0.114	0.121	0.089	0.117	0.059	0.026	0.027	0.052	0.068
Mg	0.436	0.270	0.780	0.367	0.168	0.777	0.048	2.408	2.352	2.864	3.366	4.675	4.739	4.527	4.972	4.060	4.770	5.825	4.862	5.119
T^{VI}	4.017	4.030	4.232	4.043	4.018	4.292	4.010	5.762	5.691	5.884	6.253	11.902	11.943	11.697	11.942	11.926	11.930	11.932	11.852	11.818
Na	0.175	0.206	0.075	0.106	0.162	0.072	0.115	-	0.071	0.021	0.020	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	1.802	1.780	1.893	1.831	1.779	1.811	1.816	1.819	1.779	1.709	1.589	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T^{XII}	1.977	1.986	1.968	1.937	1.941	1.883	1.931	1.819	1.850	1.736	1.609	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	13.994	14.016	14.200	13.980	13.959	14.175	13.941	15.581	15.541	15.614	15.862	19.902	19.943	19.697	19.942	19.926	19.930	19.932	19.852	19.818

Pokračovanie tab.2

Zone	Bt	Cum								Chl-Bt			Bt			Cum		
Locality	Rudňany	Klátov								Dobšiná			Rudňany			Klátov		
Mineral.	Hbl	Hbl1	Hbl1	Hbl2	Cum1	Cum-Hbl2	Act	Cum2	Hbl3	Czo1	Zo	Czo2	Ep	Czo1	Czo2	Ep	Czo	Zo
N.B.	homog.	core	rim	rim	core	core	lamel.		mix	inclu	inclu	matrix	matrix	matrix	matrix	inclu	matrix	inclu
	matrix-Chl	matrix-Chl		prograde-porphyroblast			retrograde-porphyrobl.			1Pl+Phg	2Pl+Phg	Phg+Bt	1Chl+Phg	Ap+Chl	Chl	Pl	Carbon	Pl+Phg
SiO_2	43.81	43.76	48.12	45.93	53.85	52.15	54.18	54.16	45.53	38.80	41.50	39.37	38.63	38.62	38.69	38.72	38.63	39.94
TiO_2	1.00	.22	.19	.36	.12	.23	-	-	1.68	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	12.36	14.76	10.51	11.72	1.06	3.36	1.11	.89	9.67	29.48	32.49	27.31	26.72	28.89	28.65	26.26	28.88	32.98
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.89	0.49	3.25	7.90	5.66	5.25	7.99	4.46	0.08
FeO	17.62	13.95	13.23	13.13	22.22	17.87	11.76	21.83	14.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	.23	.25	.19	.21	.77	.59	.20	.79	.29	.09	.07	.07	.10	.13	.12	.11	.04	-
MgO	8.85	10.08	12.55	12.04	17.49	15.22	16.38	17.99	12.05	.25	.22	2.54	.14	.15	.13	.14	.18	.26
CaO	10.94	10.80	11.40	11.03	1.06	6.66	11.97	.89	10.46	24.25	23.11	24.45	23.76	23.85	23.57	23.86	24.06	24.54
Na_2O	1.67	2.01	1.40	1.79	.26	.44	.16	.08	1.42	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	.62	.20	.12	.28	-	.07	-	.03	.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	97.10	96.03	97.71	96.49	96.83	96.57	95.76	96.66	95.97	96.76	97.88	96.99	97.25	97.30	96.41	97.08	96.25	97.80
O=									23									25
Si	6.593	6.551	6.974	6.773	7.917	7.673	7.961	7.950	6.808	6.085	6.250	6.160	6.157	6.075	6.123	6.189	6.107	6.054
Al^{IV}	1.407	1.485	1.026	1.227	0.083	0.327	0.099	0.050	1.192	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al^{VI}	0.785	1.104	0.770	0.810	0.100	0.255	0.092	0.104	0.512	5.449	5.767	5.036	5.019	5.356	5.344	4.947	5.381	5.892
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.516	0.062	0.425	1.053	0.745	0.695	1.068	0.590	0.010
Ti	0.113	0.025	0.021	0.040	0.013	0.025	-	-	0.189	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{2+}	2.218	1.737	1.604	1.619	2.732	2.199	1.434	2.680	1.802	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.029	0.032	0.023	0.026	0.096	0.074	0.025	0.098	0.037	0.012	0.009	0.009	0.013	0.017	0.016	0.015	0.005	-
Mg	1.855	2.102	2.582	2.505	2.059	2.447	3.449	2.118	2.460	0.058	0.049	0.592	0.033	0.035	0.031	0.033	0.042	0.059
M1-3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
RM_4	0.130	0.134	0.129	0.142	1.774	0.891	0.111	1.819	0.225	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1.764	1.723	1.770	1.743	0.167	1.050	1.870	0.140	1.676	4.075	3.729	4.099	4.057	4.020	3.997	4.086	4.076	3.985
NaM_4	0.106	0.144	0.101	0.115	0.059	0.059	0.019	0.023	0.099	-	-	-	-	-	-	-	-	-
M4	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.982	2.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NaA	0.383	0.438	0.293	0.398	0.015	0.067	0.026	-	0.314	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.119	0.038	0.022	0.053	-	0.013	-	0.006	0.088	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A	0.502	0.476	0.315	0.451	0.015	0.080	0.026	0.006	0.402	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	15.502	15.476	15.315	15.451	15.015	15.080	15.026	14.988	15.402	16.189	15.866	16.321	16.332	16.248	16.206	16.338	16.201	16.000
kearsut.	0.113	0.025	0.021	0.040	-	-	-	-	0.188									
tremolite	0.369	0.353	0.577	0.432	-	-	-	-	0.459	zo	0.916	0.988	0.923	0.830	0.880	0.887	0.826	0.904	0.998
edenite	0.253	0.304	0.165	0.256	-	-	-	-	0.089	ps	0.082	0.010	0.075	0.167	0.117	0.111	0.171	0.095	0.002
glaucoph.	0.118	0.139	0.115	0.129	-	-	-	-	0.162	pa	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001	-



Obr. 3. Inklúzie epidotu a vysokoteplotného fengitu v plagioklasovom porfyroblaste klátovského metasemipelitu.
Fig. 3. Epidote and high-temperature phengite inclusions in plagioclase porphyroblast of the Klátov metapelite.



Obr. 4. Minerálna asociácia v rudnianskom metasemipelite.
Fig. 4. Mineral assemblage of the Rudňany metasemipelite.

je vo forme porfyroblastu (Pl1) skladajúceho sa z rozličných plagioklasov (X_{an} = 0,06 - 0,1), alebo ho tvoria homogénne zrná albitu s hodnotou X_{an} = 0,02. Porfyroblast obsahuje inklúzie Phg + Ep a Zo (obr. 3). Niektoré porfyroblasty (Pl1) v asociácii s amfibolom obsahujú iba inklúzie epidotu. V matrixe horniny sme zistili hypidiomorfné zrná plagioklasu (Pl2) s hodnotou X_{an} = 0,05 v asociácii s Chl + Qtz a plagioklasom (Pl3, X_{an} = 0,01). Plagioklas (Pl3) je v klátovskom metasemipelite bez minerálnych inklúzií (tab. 2).

Granát

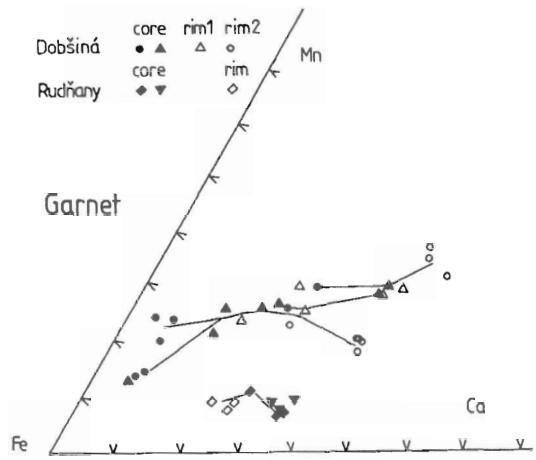
Idiomorfné zrná granátu do 2 mm sme v metasemipelite, ktorý sme skúmali, zistili v Dobšinej a v Rudňanoch. Zrná granátu nevytvárajú agregáty alebo kumuloblasty. Obsahujú inklúzie kremeňa, grafitu(?) a zriedkavo zirkón a ilmenit. V trhlinách granátu kryštalizoval Chl, Bt, ale aj Cal, Mn-Cal, Phg a Ttn (obr. 1a, b, 4).

V metasemipelite z Dobšinej sme po plošnom mapovaní chemizmu granátu zistili jeho výraznú zonálnosť. Obsah almandínovej molekuly, ktorá má v strede zrna (core) hodnoty X_{alm} = 0,709, náhle na vonkajšom okraji zrna (rim2) klesá na X_{alm} = 0,550. Naopak obsah MnO (3,91 hmot %) sa na vnútornom okraji zrna zvyšuje (rim1, MnO = 6,68 %) a na styku zrna (rim2 - vonkajší okraj) s matrixom sa obsah MnO mierne znižuje na 5,87 %. Obsah CaO stúpa od stredu Grt (3,88 %) po okraj (rim2, CaO = 9,09 %, tab. 2, obr. 1c, d).

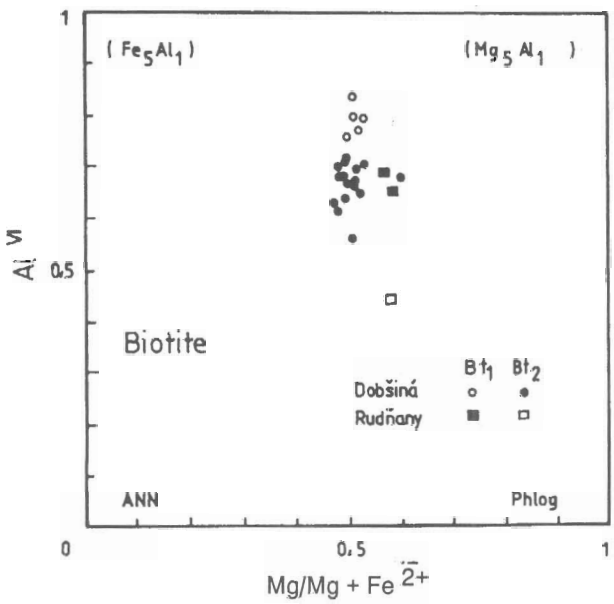
V trojuholníkovom diagrame sa mení distribúcia vzťahu Fe - Mn - Ca od stredu po okraj Grt (obr. 5). Keď akceptujeme zistenie Banna et al. (1986), že zonálnosť obsahu Mn indikuje zmenu teplotných podmienok kryštalizácie granátu, tak stred Grt v metasemipelite z Dobšinej kryštalizoval pri vyššej teplote ako jeho dva okraje. Tenký (30 - 50 µm) vonkajší okraj (rim2) s vysokým obsahom Ca + Mn indikuje, že v závere kryštalizácie Grt nastala vzájomná interakcia pevnej fázy a prebytku obsahu Ca + Mn vo fluidnej fáze horniny. Ca - Mn lem je súvislý okolo celého okraja Grt, t. j. obsah CaO a MnO, ale aj MgO a FeO sa nemení na nijakom jeho mieste. Z hľadiska metamorfných reakcií to znamená, že kryštalizácia asociácie Bt + Chl + Qtz (matrix) neovplyvnila zmenu obsahu Ca, Mn, Fe, Mg na okraji Grt (obr. 1c, d). Z toho vychodí, že prevažná časť zmesi Bt + Chl kryštalizovala súčasne so stredom Grt pred kryštalizáciou jeho okraja (rim2), a znamená to, že zrno Grt a zmes Bt + Chl ako celok nie sú v dobšinskom metasemipelite priamo koexistujúce minerály.

Na zmeny vzájomne podmieneného chemizmu medzi súčasne kryštalizujúcim Grt a Bt upozornil Tracy (in Perry, 1986). Zistil, že na interakčných miestach sa vo forme "zálevov" mení v obidvoch mineráloch obsah Fe, Mg. Tento priamy príznak zmeny chemizmu medzi súčasne kryštalizujúcim Grt + Bt sme v dobšinskom metasemipelite nezistili.

V metasemipelite z Rudňan sme po zmapovaní chemizmu jednotlivých zŕn granátu zistili homogénnu distribúciu prvkov. Na okraji Grt (rim) sa nepa-



Obr. 5. Zonálnosť chemizmu v granáte metasemipelitu z Dobšinej a Rudnian.
Fig. 5. Zonal chemical composition of garnet in metapelite from Dobšiná and Rudňany.



Obr. 6. Vzťah Al^{VI} a $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ v biotite Chl-Bt zóny a Bt zóny v metasemipelite rulovo-amfibolitového komplexu.
Fig. 6. Relations between Al^{VI} and $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ in biotite of the Chl-Bt and Bt zones in metasemipelite from the gneiss-amphibolite complex.

trne zvyšuje obsah almandínovej molekuly (X_{alm} = 0,67). Granát rudnianskeho metasemipelitu vznikal pri vyššej teplote ako granát z Dobšinej, pretože je homogénny a má nižší obsah MnO (tab. 2, obr. 5).

Biotit

Biotit sme identifikovali v metasemipelite z Dobšinej a Rudnian. Klátovský metasemipelit ho neobsahuje. Bt sa na obidvoch lokalitách vyskytuje v matrixe horniny, ale aj v trhlinách porfyroblastu plagioklasu a v trhlinách granátu (obr. 1a).

V matrixe horniny z dobšinského metasemipelitu sme zistili dve modifikácie Bt. Bt1 je v asociácii s Phg1+Chl1+Qtz+Czo1 a má hodnotu Al^{VI} = 0,730 - 0,820. Zrná Bt2 (Al^{VI} = 0,52 - 0,70) kryštalizovali s Chl2, s ktorým sa striedajú v matrixe metamorfitu, a zistili sme ich aj v trhlinách porfyroblastov plagioklasu a granátu. Tu však Bt2 nevytvára "medzivrstvovú" zmes s chloritom a je chemicky homogénny (obr. 6, tab. 2).

Aj v matrixe rudnianskeho metasemipelitu má biotit dve modifikácie. Bt1 je v asociácii s Chl1 + Qtz a má hodnotou Al^{VI} = 0,65. Bt2 je v asociácii s Hbl a má hodnotu Al^{VI} = 0,445.Tento biotit sme identifikovali aj v trhlinách plagioklasu (tab. 2, obr. 6).

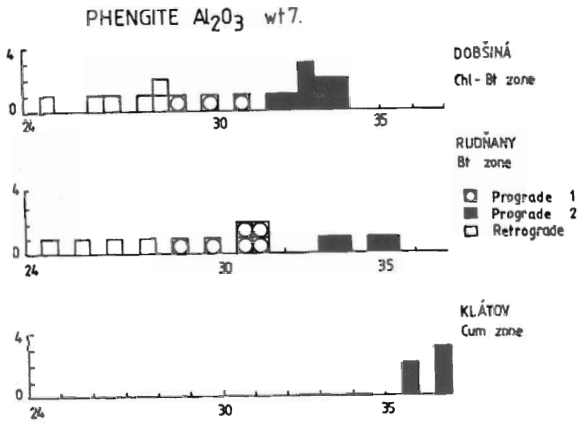
Biotit z obidvoch lokalít má všetky hodnoty Ti v rozsahu 0,11 - 0,28, okrem jednej analýzy Bt2 z Dobšinej (Ti = 0,357).

Fengit

Fengit (Phg1) sa v dobšinskom metasemipelite vyskytuje v porfyroblaste Pl1 a Pl2 v podobe inklúzii veľkosti do 20 μm. Fengit (Phg2) je v matrixe v asociácii s Qtz + Bt1 + Gtr + Chl2 a vyskytuje sa tu aj Phg3 v asociácii s Chl4 + Pl3 + Czo2 + Ttn + Cal. Fengit (Phg3) sme zistili aj v trhlinách Grt (tab. 2).

Aj v rudnianskom metasemipelite sme identifikovali tri rozdielne fengity. V matrixe sme zistili Phg1 v asociácii s Chl1 + Bt, Phg2 v asociácii s Hbl a v asociácii s Chl2 sme tu zistili Phg3, ktorý sme identifikovali aj v trhlinách Grt (tab. 2).

Na obidvoch lokalitách má metasemipelit tri chemicky odlišné generácie fengitu. Phg1 a Phg2 sú formy výskytu fengitu v prográdnej vetve metamorfózy. Vychodí to z postavenia fengitu v minerálnych asociáciách, ako aj z jeho chemického zloženia, ktoré sa mení pod vplyvom teploty metamorfózy. Na zmenu teploty citlivo reaguje obsah Al_2O_3, ktorý vo fengite - muskovite stúpa v závislosti od zvyšovania sa teploty metamorfózy. Obsah prvkov Fe, Mg a Mn v tejto závislosti klesá (Radvanec a Banno, 1991).



Obr. 7. Histogram rozdelenia Al_2O_3 vo fengite semipelitu rulovo-amfibolitového komplexu.
Fig. 7. Frequency distribution of Al_2O_3 in phengite from semipelite of the gneiss-amphibolite complex.

Z uvedeného vychodí, že prográdne formy fengitu z Rudnian vznikli pri vyššej teplote metamorfózy ako rovnaké formy fengitu v dobšinskom metasemipelite (obr. 7).

Fengit (Phg3) patrí na obidvoch lokalitách k najmladším minerálom metasemipelitu a má rovnaké chemické zloženie. Z porovnania obsahu Al_2O_3 a miesta kryštalizácie vychodí, že Phg3 vznikal pri najnižšej teplote metamorfózy v jej retrográdnej vetve.

V metasemipelite z Klátova vznikol prográdny fengit pri najvyššej teplote metamorfózy z celého skúmaného územia. Zistili sme len jednu jeho formu výskytu, ktorá je v plagioklasovom porfyroblaste v podobe inklúzií spolu s Ep ± Zo (obr. 3). Fengit má chemické zloženie najbližšie muskovitu (obr. 7).

Všetky zistené formy fengitu majú nízky obsah seladonitu (Si = 6,1 - 6,6), čo odráža nízkotlakové podmienky ich vzniku.

Amfibol

Amfibol sa v skúmanom type metasemipelitu vyskytuje v Rudňanoch a Klátove. Na obidvoch lokalitách sme zistili feroedenitický až edenitický hornblend (Leake a Winchel, 1978), t. j. Fe-Mg hornblend (Leake, 1978). V klátovskom metasemipelite sme identifikovali aj cummingtonit a aktinolit (tab. 2).

Všetky Ca-amfiboly (Hbl, Act) majú Na(M4) v rozsahu hodnoty 0,019 - 0,144, čo indikuje, že glaukofánová substitúcia je v nich nízka. Také amfiboly vznikajú pri nízkom tlaku (2 - 3 kbar) a majú hodnotu Na(M4) pod 0,25 (Brown, 1977; Goodge, 1989).

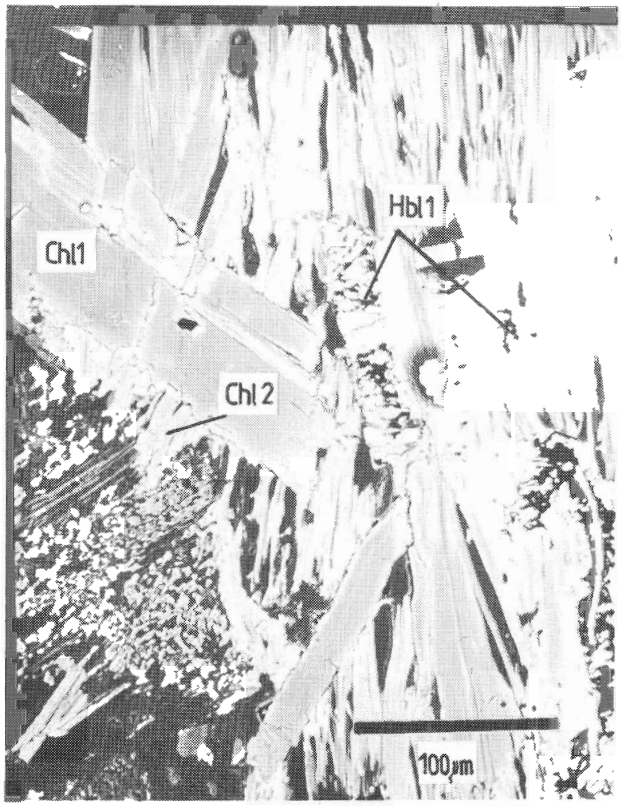
V Rudňanoch sme Hbl zistili v asociácii s Czo1 + Bt2 + Pl2 + Grt + Ap + Chl1 a v asociácii s mladším Chl2 + Qtz. Chemické zloženie Hbl je rovnaké v obidvoch minerálnych asociáciách, pričom jednotlivé zrná majú homogénnu distribúciu prvkov.

V klátovskom metasemipelite sa hornblend vyskytuje vo forme hypidiomorfne obmedzených, chemicky zonálnych zŕn (Hbl1), ktoré sú v asociácii s Chl1 (obr. 8a). Zrná Hbl2 sme zistili v porfyroblaste, ktorý vytvára minerálnu zmes koexistujúcich a homogénnych zŕn amfibolov Hbl2 + Cum1 v asociácii s Pl2 + Czo + C (obr. 10a, b). Tento porfyroblast niekedy uzatvára aj Ap a Czo + C. Tretia forma výskytu amfibolov je v porfyroblaste koexistujúcich minerálov Hb13 + Cum2 + Act (obr. 11). Tento porfyroblast je v asociácii s Pl3 + Chl1 + Ttn + Cal + Qtz.

Celú uvedenú škálu amfibolov sme identifikovali v jednom výbruse. To nám dovoľuje uvažovať o rekonštrukcii P-T podmienok metamorfózy klátovského metasemipelitu. V metamorfných podmienkach relatívne najvyššieho tlaku kryštalizoval stred zrna Hbl1 (Al^{IV} = 1,485 a Al^{VI} = 1,104). Okraj zrna kryštalizoval pri nižšom tlaku metamorfózy, pretože na okraji zrna sa znížila hodnota Al (Al^{IV} = 1,026 a Al^{VI} = 0,770, obr. 12). Pri rovnakom tlaku a v rovnakom čase kryštalizácie okraja Hbl1 kryštalizoval aj porfyroblast amfibolov Hbl2 + Cum1. Indikuje to vzťah hodnôt Al^{IV} - Al^{VI} v Hb12, ktorý má rovnaké hodnoty ako okraj Hbl1 (obr. 12).

Vzťah koexistujúcich amfibolov Hb12 + Cum1 v porfyroblaste zaznamenal okrem tlaku aj teplotu metamorfózy metasemipelitu. Kryštalizácia zmesi homogénnych zŕn cummingtonitu a hornblendu sa zistila v epidotovo-amfibolitovej fácii až granulitovej fácii metamorfózy (Robinson et al. in Veblen a Ribbe, 1982). Najčastejšie sa zistila v sillimanitovo-K-živcovej zóne (Robinson a Jaffe, 1969). Mnohí túto zmes amfibolov považujú za priamy geotermometer, ktorý pri nízkom tlaku metamorfózy indikuje teplotu ich kryštalizácie medzi 600 - 650 °C (Robinson et al. in Veblen a Ribbe, 1982).

Tlak metamorfózy v klátovskom metasemipelite sa



a



b



c

Obr. 8. Minerálna asociácia Hbl1, Chl1 a Chl2 v metasemipelite z Klátova. a - vzťah minerálnej asociácie v odrazených elektrónoch (BSE); b, c - distribúcia Fe a Mg v tejto asociácii.

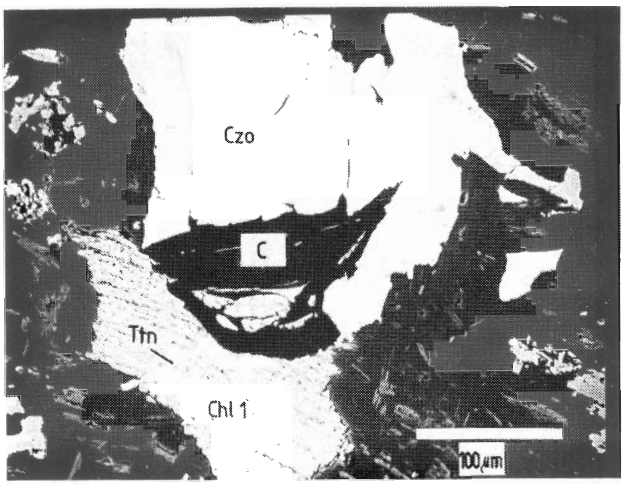
Fig. 8. Mineral assemblage of Hbl1, Chl1 and Chl 2 in metasemipelite from Klátov. a - relations of mineral assemblage in backscattered electron images (BSE); b, c - distribution of Fe and Mg in the assemblage.

po kryštalizácii okraja Hbl1 a po kryštalizácii porfyroblastu Hbl2 + Cum1 ďalej znižoval. Máme o tom evidenciu v podobe porfyroblastu koexistujúcich amfibolov Hb13 + Cum2 + Act. Znižovanie tlaku zaznamenal vzťah hodnôt Al^{IV} a Al^{VI} v Hb13, ktorý má najnižšie hodnoty Al^{VI} v porovnaní s hodnotami v Hbl1 a Hbl2 (obr. 12). Act v porfyroblaste Hbl + Cum + Act vzniká všeobecne v retrográdnej vetve metamorfózy ako kryštalizačná odmiešanina od hornej hranice fácie zelených bridlíc až do strednej amfibolitovej fácie (Sampson a Fawcett, 1977). Charakteristiky koexistujúcich amfibolov Cum - Hbl - Act sú pre amfibolitovú fáciu metamorfózy metasemipelitu rulovo-amfibolitového komplexu vyjadrené v diagrame R^{3+}, Ca + Na(M_4) podľa Robinsona (in Veblen a Ribbe, 1982; obr. 13).

Chlorit

V metasemipelite z Dobšinej sa chlorit vyskytuje v štyroch asociáciách, pričom 76 % jeho objemu tvorí pyknochlorit. Chlorit sa najčastejšie vyskytuje spolu s biotitom. V tejto asociácii sú obidva minerály koexistujúce a vyskytujú sa v dvoch formách Btl + Chl1 (pyknochlorit) a Bt2 + Chl2 (ripidolit), ktoré sa navzájom prerastajú v minerálnych agregátoch. Agregáty spolu s Qtz + Phg tvoria podstatnú časť matrixu (obr. 1b). Aj v matrixe metasemipelitu sa vyskytuje pyknochlorit (Ch13) a ripidolit (Chl3) v asociácii s Phg3 + Ttn + Cal + Czo2. V trhlinách granátu a v matrixe sme identifikovali aj pyknochlorit (Chl4), ktorý patrí k najmladším minerálom horniny (tab. 2, obr. 1a, b). Pyknochlorit (Chl4) kryštalizoval za relatívne vyššieho tlaku (Al^{VI} + 2Ti + Cr - 1 = 0,207 - 0,311) ako kryštalizačne starší pyknochlorit (Chl1 a Chl3) a ripidolit (Ch12, Al^{VI} - 2Ti + Cr - 1 = 0,306 - 0,364; obr. 14).

Vzťah Al^{VI} - 2Ti + Cr - 1 a Mg/(Mg + Fe) na orientačné určenie tlaku pri kryštalizácii chloritu použil Lariad in Bailey (1988).



Obr. 9. Vzťah grafitu(?), chloritu, titanitu a klinozoisitu v odrazených elektrónoch (BSE). Metasemipelit z Klátova.
Fig. 9. Relations of graphite(?), chlorite, titanite and clinozoisite in backscattered electron images (BSE), metasemipelite from Klátov.

Chlorit sa v rudnianskom metasemipelite vyskytuje v niekoľkých minerálnych asociáciách. Z celkového množstva Chl tvorí 38 % pyknochlorit. Ripidolit a pyknochlorit (Chl1, 2) sme zistili v matrixe metasemipelitu v asociácii s Hbl + Ep + Czo2 + Bt1 + Bt2 + Ap + Phg1, 2 (tab. 2). Najmladší Chl je pyknochlorit (Chl3), ktorý kryštalizoval v trhlinách plagioklasového porfyroblastu v trhlinách granátu. Zistili sme ho aj v matrixe v asociácii s Qtz. Kryštalizoval pri vyššom tlaku ako Chl1, 2 (Al^{VI} - 2Ti + Cr - 1 = 0,301 - 0,378). Zaznamenali to hodnoty Al^{VI} - 2Ti + Cr - 1 = 0,169 - 0,297 v Chl3, ktoré sú nižšie ako hodnoty v Chl1, 2 (obr. 14).

V klátovskom metasemipelite sa chlorit (Chl1) vyskytuje v asociácii s Hbl1, v asociácii s porfyroblastami Hb12 + Cum1 a Hb13 + Cum2 + Act a v asociácii s Czo + C + Ttn + Qtz (obr. 8, 9). Ripidolit (Chl1) je starší ako pyknochlorit (Chl2), ktorý podobne ako v rudnianskom metasemipelite tvorí 38 % objemu chloritu horniny. Chl2 vznikol pri vyššom tlaku (Al^{VI} - 2Ti + Cr - 1 = 0,224 - 0,291) a kryštalizoval aj na staršom nižšietlakovom ripidolite (Chl1, Al^{VI} - 2Ti + Cr - 1 = 0,325 - 0,345; obr. 14, 8a, b, c). Chl2 má ekvivalent v Chl4 v dobšinskom metasemipelite a v rudnianskom zodpovedá Chl3. Tieto chlority patria k najmladším minerálom, ktoré vznikli v časove oddelenom a mladšom metamorfnom procese (M2).

Skupina epidotu

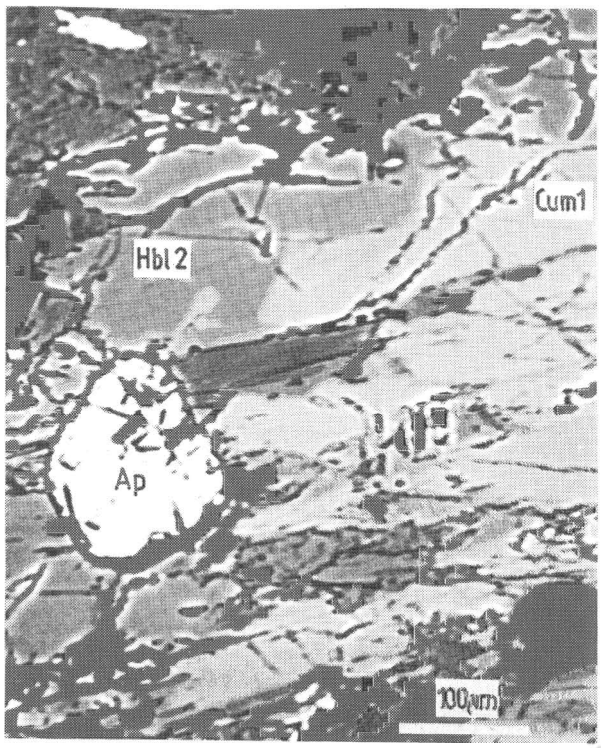
V metasemipelite rulovo-amfibolitového komplexu majú zrná skupiny epidotu nezonálnu distribúciu prvkov a ani v jednom zrne alebo v minerálnom agregáte sme nezistili premenlivosť hodnôt $X_{Fe} = Fe^{3+}/(Al + Fe^{3+})$ (Nakajima et al., 1977; Otsuky a Banno, 1990).Minerály skupiny epidotu sa v podobe inklúzií vyskytujú v plagioklasových porfyroblastoch. V matrixe horniny majú formu hypidiomorfných až alotriomorfných zŕn a zhlukov.

V dobšinskom metasemipelite sme identifikovali zoisit a klinozoisit (tab. 2, obr. 15). Zoisit (X_{Fe} = 0,011) sa vyskytuje len v plagioklasovom porfyroblaste spolu s Phg1. Klinozoisit (Czo1, X_{Fe} = 0,086) sme zistili aj vo forme inklúzií v staršom porfyroblaste Pl1. V matrixe horniny sme identifikovali klinozoisit Czo2 (X_{Fe} = 0,078) v asociácii s Phg2, 3 + Bt1 + Chl.

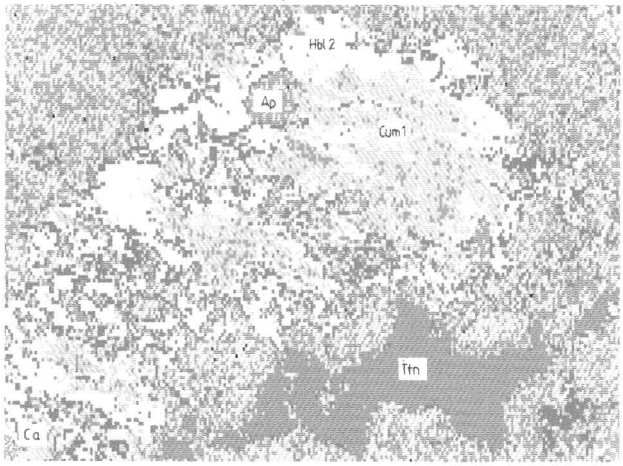
Minerály skupiny epidotu majú v rudnianskom metasemipelite obsah Fe_2O_3 = 5,25 - 7,90 hmot % a zistili sme ich v matrixe horniny v asociácii s Ap + Chl + Phg. Nemerateľné cca 5 µm veľké zrná sme identifikovali aj v porfyroblaste Pl1, ktorý obsahuje aj fengit podobnej veľkosti. Kvantitatívne analýzy sme z týchto zŕn urobiť nemohli, ale semikvantitatívne analýzy indikujú v tomto plagioklase prítomnosť zoisitu a epidotu.

V matrixe rudnianskeho metasemipelitu je epidot (X_{Fe} = 0,173) v asociácii s Chl1 + Phg1 a klinozoisit (Czo1, X_{Fe} = 0,122) tu tvorí asociáciu s Ap + Bt1 + Grt + Pl2 + Hbl. V matrixe sme tiež identifikovali klinozoisit (Czo2) v asociácii s Chl2 + Ttn + Cal + Qtz.

Klátovský metasemipelit obsahuje v plagioklasovom porfyroblaste (Pl1) epidot s obsahom Fe_2O_3 = 7,67 - 7,99 hmot % a hodnotou X_{Fe} = 0,179 (tab. 2c). V tomto type porfyroblastu sme nezistili inklúzie Phg. V inom type porfyroblastu Pl1, ktorý je väčšinou v asociácii s Hb12 + Cum1, sme identifikovali epidot ± zoisit. (Fe_2O_3 = 0,08 - 2,27 %, X_{Fe} = 0,02). Obidva minerály kryštalizovali v podobe inklúzií (kryštalizačných odmiešanín) spolu s vysokoteplotným fengitom (obr. 3). V matrixe metasemipelitu z Klátova sme zriedka identifikovali epidot (Fe_2O_3 = 7,32 - 7,96 %). Oveľa častejšie sme v amfibolových porfyroblastoch Hb12 + Cum1, Hb13 + Cum2 + Act, a hlavne v matrixe identifikovali homogénny klinozoisit, ktorý vznikol súčasne s grafitom(?) (Fe_2O_3 = 4,76 %, X_{Fe} = 0,099; obr. 9).



a



b

Obr. 10. Vzťah koexistujúceho hornblendu 2 a cummingtonitu 1 v prográdnom porfyroblaste klátovského metasemipelitu. a - vzťah v odrazených elektrónoch (BSE), b - distribúcia Ca - plošné mapovanie porfyroblastu.

Fig. 10. Relations of coexisting hornblende 2 and cummingtonite 1 in prograde porphyroblast of the Klátov metasemipelite. a - relations in backscattered electron images (BSE). b - distribution Ca - areal mapping of porphyroblast.

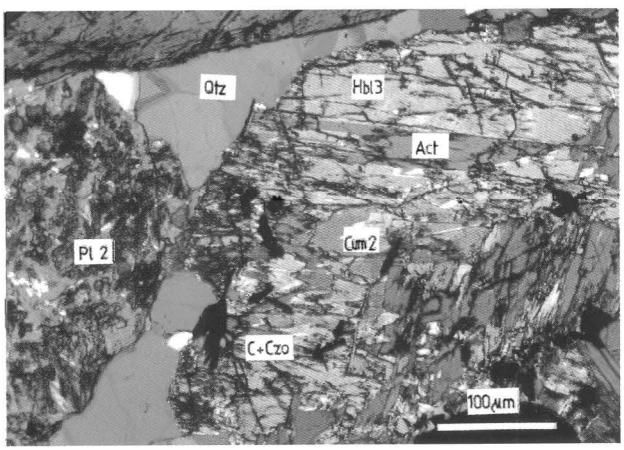
Súčasný vznik asociácie Czo + C vysvetľuje, prečo v tomto štádiu metamorfózy nevznikol epidot, ale klinozoisit. Vznik Czo v matrixe metamorfitu, t. j. väzbu nižšieho obsahu Fe_2O_3 v mineráloch skupiny epidotu odvodzujeme od celkovej bilancie Fe_2O_3, ktorá sa v priebehu metamorfózy semipelitu znižuje. Spôsob prednostnej väzby Fe v karbonáte opisuje reakcia 1:

$$2\,Fe_2O_3 + C \rightarrow 4\,FeO + CO_2 \rightarrow 3\,FeO + FeCO_3 \quad (1)$$

Minerálna asociácia Czo + C je dôkazom, že sa v procese prográdnej vetvy metamorfózy zo systému Fe-Ca-Mg-Mn-Al-Si (semipelit) uvoľňovalo Fe a CO_2. Uvoľnené a prenášané Fe reagovalo s rozpusteným CO_2 vo fluidnej fáze (H_2O) za vzniku Fe-Mn karbonátov. Karbonáty sme zistili v matrixe metasemipelitu Klátova vo forme alotriomorfných zŕn a zhlukov do veľkosti 100 µm (tab. 2).

Reakcia 1 prebiehala v metasemipelite v prográdnej vetve metamorfózy pred jej vrcholom, pretože zmes Czo + C sme zistili nielen v matrixe, ale aj v porfyroblaste Hbl2 + Cum1. Odhadujeme, že reakcia najintenzívnejšie prebehla pri vrchole dehydratácie semipelitu pri teplote okolo 400 - 450 °C.

Minerálnu zmes Czo + Grafit(?) sme zistili vo všetkých vzorkách metasemipelitu rulovo-amfibolitového komplexu, z čoho vychodí, že reakcia 1 prebiehala regionálne a mala podstatný vplyv na vznik pestrej asociácie minerálov skupiny epidotu tým, že v závislosti od teploty metamorfózy, množstva organického materiálu (grafit?) a zloženia fluidnej fázy ovplyvňovala distribúciu celkovej bilancie Fe_2O_3 v hornine.

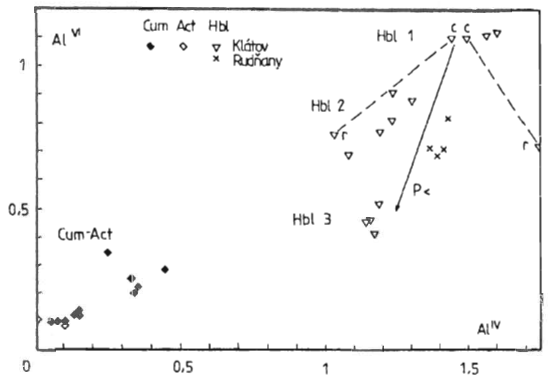


Obr. 11. Vzťah hornblendu 3, cummingtonitu 2 a aktinolitu v retrográdnom porfyroblaste klátovského metasemipelitu. Tmavé inklúzie vytvára grafit?. Skrížene nikoly.

Fig. 11. Relations of hornblende 3, cummingtonite 2 and actinolite in the retrograde porphyroblast of the Klátov metasemipelite. Dark inclusions made by graphite?. Crossed nicols.

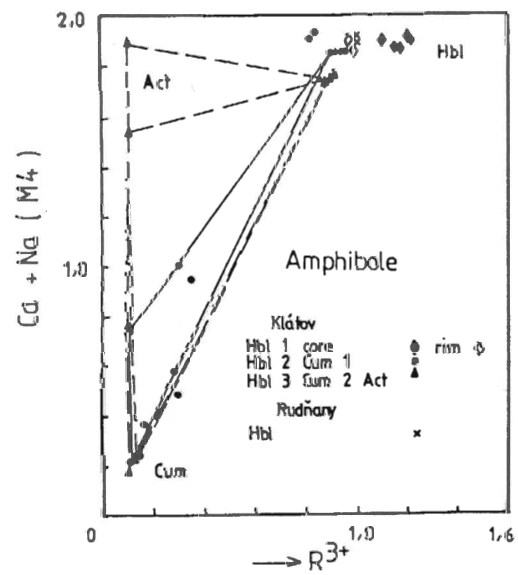
Ostatné minerály

Medzi najmladšie minerály študovaného metasemipelitu patrí titanit, kalcit a kremeň. Kalcit z



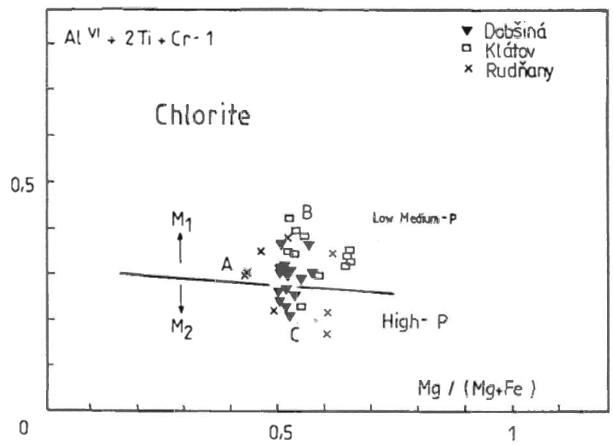
Obr. 12. Driagram Al^{VI} a Al^{IV} v amfiboloch z rudnianského a klátovského metasemipelitu (c - stred, r - okraj).

Fig. 12. Plot of Al^{VI} and Al^{IV} in amphibole, metasemipelite from Rudňany and Klátov (c - core, r - rim).



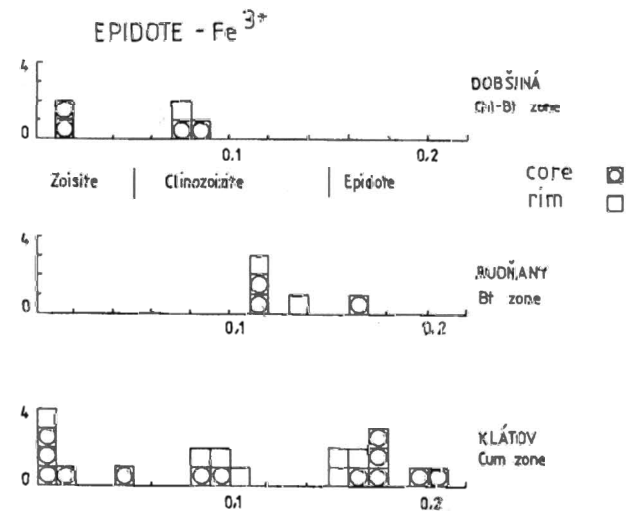
Obr. 13. Diagram Ca+ Na(M4) a R^{3+}(okta. Al + Fe^{3+} + $2Ti^{4+}$) v koexistujúcich amfiboloch metasemipelitu rulovo-amfibolitového komplexu.

Fig. 13. Plot of Ca + Na(M4) vs. R^{3+}(octa. Al + Fe^{3+} + $2Ti^{4+}$) in coexisting amphiboles of the gneiss-amphibolite complex.



Obr. 14. Diagram hodnôt Al^{VI} + 2Ti + Cr - 1 a Mg/(Mg + Fe) v chlorite metasemipelitu rulovo-amfibolitového komplexu. M1 - starší metamorfný proces, M2 - mladší metamorfný proces. Oblasť A - Chl1 a Chl2 Dobšiná, Chl1 Rudňany, Chl1 Klátov. Oblasť B - Chl3 Dobšiná, Chl2 Rudňany, Chl1 Klátov. Oblasť C - Chl4 Dobšiná, Chl3 Rudňany, Chl2 Klátov.

Fig. 14. Plot of Al^{VI} + 2Ti + Cr - 1 values and Mg/(Mg + Fe) in chlorite from metasemipelite of the gneiss-amphibolite complex. M1 - older metamorphic process, M2 - younger metamorphic process. Area A - Chl1 and Chl2 Dobšiná, Chl1 Rudňany, Chl1 Klátov. Area B - Chl3 Dobšiná, Chl2 Rudňany, Chl1 Klátov. Area C - Chl4 Dobšiná, Chl3 Rudňany, Chl2 Klátov.



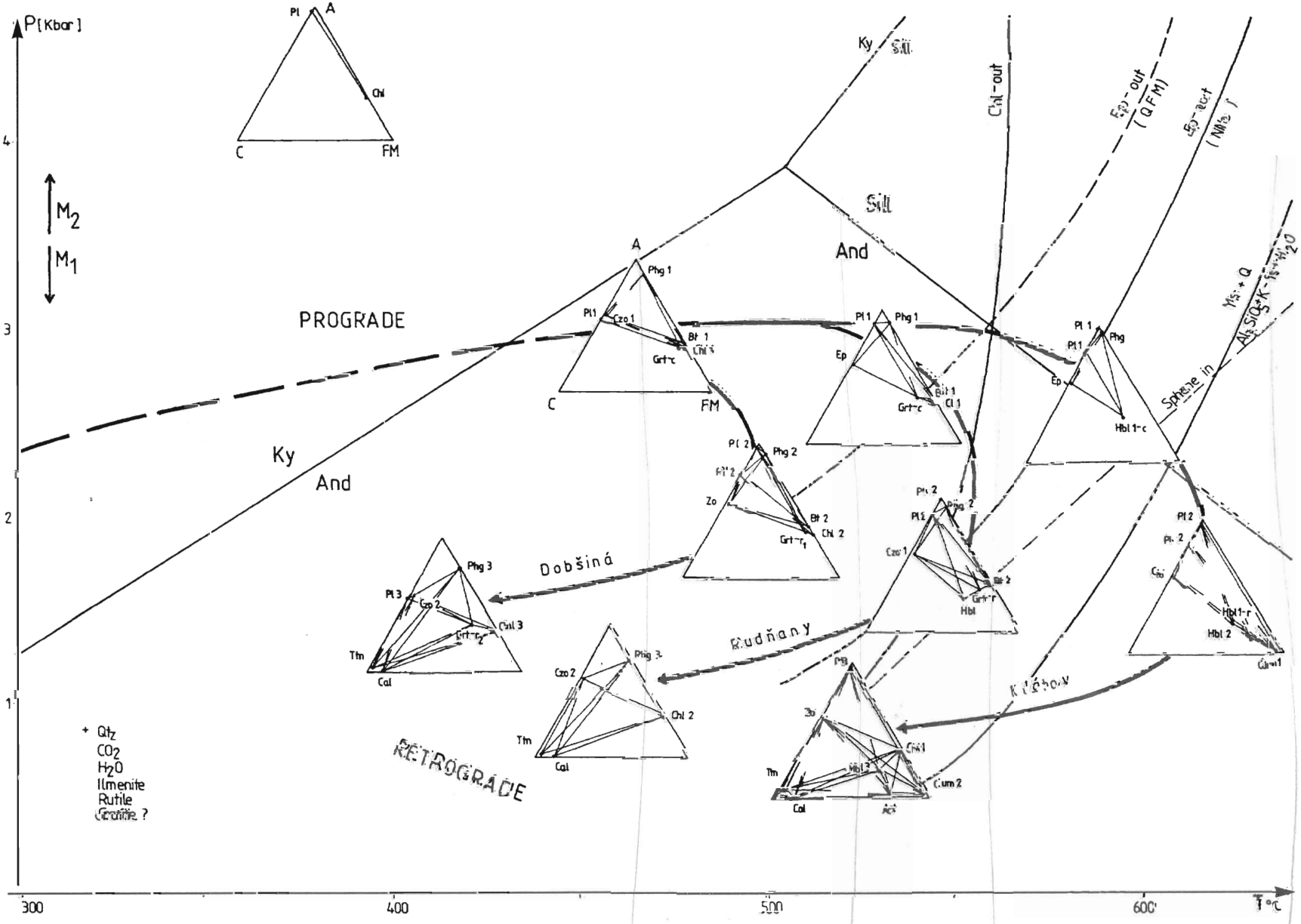
Obr. 15. Histogram rozdelenia $X_{Fe^{3+}}$ v mineráloch skupiny epidotu v metasemipelite rulovo-amfibolitového komplexu.

Fig. 15. Frequency distribution of $X_{Fe^{3+}}$ in minerals of the epidote group from metasemipelite of the gneiss-amphibolite complex.

Rudnian má vyšší obsah FeO + MnO + MgO = 7,20 hmot % ako kalcit z Dobšinej a Klátova a možno ho zaradiť k Mn-kalcitu. Karbonáty sme zistili v matrixe horniny v podobe alotriomorfných zhlukov do veľkosti 100 µm a zistili sme ich aj v trhlinách granátu a plagioklasových porfyroblastov.

Približne rovnaký obsah MnO = 4,55 hmot % ako kalcit má aj ilmenit, ktorý spolu s rutilom patrí k najstarším minerálom metasemipelitu. Ilmenit však kryštalizoval v dlhom časovom období prográdnej vetvy metamorfózy (tab. 2).

Reprezentatívna analýza titanitu, často sa vyskytujúceho v metasemipelite rulovo-amfibolitového komplexu, má nízky obsah Al_2O_3, pričom Ttn má rovnaké chemické zloženie na všetkých študovaných lokalitách a patrí k najmladším minerálom (tab. 2).



Obr. 16. Vzťah minerálnych asociácií vo fázovom diagrame C-A-FM. M1 - staršia metamorfóza, M2 - mladšia metamorfóza.

Fig. 16. Relations of mineral assemblages in the C-A-FM phase diagram. M1 - the older metamorphic event, M2 - the younger metamorphic event.

Minerálne asociácie

Metasemipelit z Dobšinej možno podľa uvedenej petrograficko-petrologickej charakteristiky opísať týmito minerálnymi asociáciami v časovom poradí kryštalizácie:

1. Pl1 + Qtz + Czo1 + Grt_c + Phg1 + Bt1 + Ap + Ilm + Rt
2. Pl2 + Qtz + Zo + Grt_{r1} + Phg2 + Bt2 + Chl2 + C + Ilm
3. Pl3 + Qtz + Czo2 + Grt_{r2} + Phg3 + Chl3 + Ttn + Cal + Py
4. Chl4 + Qtz + Pl?

Rudniansky metasemipelit charakterizujú nasledujúce minerálne asociácie:

1. Pl1 + Qtz + Ep1 + Grt_c + Phg1 + Bt1 + Chl1 + Ap + Ilm + Rt
2. Pl2 + Qtz + Czo1 + Hb1 + Grt_r + Phg2 + Bt2 + Ilm + Rt + C + Ilm
3. Czo2 + Qtz + Phg3 + Chl2 + Ttn + Cal + Py
4. Chl3 + Qtz + Pl?

Klátovský metasemipelit charakterizujú tieto minerálne asociácie:

1. Pl1 + Qtz + Ep + $Hbl1_c$ + Phg + Ap + Ilm + Rt + + C
2. Pl2 + Qtz + Czo + $Hbl1_r$ + Hb12 + Cum1 + Ilm + + Rt
3. Pl3 + Qtz + Zo + Hbl3 + Cum2 + Act + Chl1 + + Ttn + Cal + Py
4. Chl2 + Qtz + Pl?

Na všetkých študovaných lokalitách rulovo-amfibolitového komplexu gemerika vznikli prvé dve minerálne asociácie v prográdnej vetve metamorfózy staršej metamorfnej udalosti (M1). Minerálne asociácie 3 reprezentujú jej retrográdnu vetvu. Asociácie 4 charakterizujú časove oddelený metamorfný proces (M2), ktorý je na asociácie 1, 2 a 3 naložený.

Petrogenetická mriežka

V postupe prác a geologickom pozadí sme uviedli, že sme na štúdium metamorfózy vybrali metasemipelit, ktorý mal pred metamorfózou rovnaké zloženie na rôznych miestach rulovo-amfibolitového komplexu. To nám umožnilo študovať minerálne asociácie, ktoré v komplexe vznikli len v závislosti od zmeny P-T podmienok metamorfózy. Ďalej uvádzame výsledky tohto štúdia.

Z mineralogickej a asociačnej analýzy vychodí, že metasemipelit zaznamenal dva oddelené metamorfné procesy, ktoré boli regionálne a prebiehali v rámci reakcií silikátového systému CaNKFMASCHTO ($CaO - Na_2O - K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O - TiO_2 - O_2$). Fázové vzťahy v tomto systéme v závislosti od teploty metamorfózy a $X(CO_2)$ študoval Will et al. (1990). Niektoré charakteristiky tohto systému sú podobné subsystémom MnKMASH (Wang a Spear, 1991), ako aj subsystémom KFMASH. Počet komponentov je v CaNKFMASCHTO vysoký, a preto fázové vzťahy študujeme v petrogenetickej mriežke C-A-FM (C = CaO, A = Al_2O_3 + Fe_2O_3, FM = FeO + MgO + MnO, obr. 16).

Vznik granátu alebo jeho absencia zaznamenáva v metamorfite zmeny v P-T podmienkach metamorfózy. V petrogenetickej mriežke KFMASH pri nízkom tlaku (pod 3 kbar) a v minerálnej asociácii Grt + Chl + Bt má pomer Fe/(Fe + Mg) v granáte hodnoty 0,77 - 0,9. Vo vysokotlakovej metamorfóze má Grt v tomto systéme hodnoty Fe/(Fe + Mg) pod 0,77. Tieto hodnoty sa v Grt vyskytujú v metamorfitoch s vysokým obsahom Fe (Spear a Chenly, 1989).

Granát z dobšinského metasemipelitu má rozsah hodnôt Fe/(Fe + Mg) = 0,805 - 0,905 a jeho hodnoty z Rudnian sú v rozsahu 0,785 - 0,830, z čoho vychodí, že obidva granáty vznikli v tlakových podmienkach pod 3 kbar. Podobné hodnoty rovnováhy Grt - Chl v poli stability andaluzitu uvádza pri Grt aj Grambling (1990).

Rozsah teploty kryštalizácie Grt v metasemipelite rulovo-amfibolitového komplexu odvodzujeme od obsahu X_{spes}, pričom berieme do úvahy efekt MnO (CaO) na stabilitu dvojice Grt + Chl (Spear a Cheney, 1989; Wang a Spear, 1991; Grambling, 1990). Podľa tohto teplotného modelu kryštalizácie vznikol Grt z Dobšinej pri teplote 450 - 460 °C (X_{spes} = 0,038 - 0,050) a Grt z Rudnian pri teplote 500 - 530 °C. Stabilita ostatných súčasne kryštalizujúcich minerálov s Grt v P-T poli stability Grt + Chl potvrdzuje uvedené teploty kryštalizácie Grt (obr. 16).

Vznik stredu granátu z Dobšinej opisujeme mode-

lovou reakciou 2 (Hsu, 1968; Spear a Cheney, 1989; Grambling, 1990) a vznik okraja Grt (rim2) modelovou reakciou 3.

$$3\ Fe_{4,5}Al_3Si_{2,5}(OH)_8 + 6\ SiO_2 \rightarrow 4{,}5\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 12H_2O \quad (2)$$
(Chl) (Qtz) (Grt)

$$Fe_2Mg_{0,5}Mn_{0,3}Ca_{0,2}Al_2Si_3O_{12} + 0{,}6\ Ca(HCO_3)_2 + 0{,}1\ Mn(HCO_3)_2 \rightarrow$$
(Grt_c) fluidná fáza
$$\rightarrow Fe_{1,6}Mg_{0,2}\ Mn_{0,4}\ Ca_{0,8}\ Al_2Si_{12} + 0{,}3\ Mg^{2+} + 0{,}4\ Fe^{2+} + 1{,}4\ HCO_3^- \quad (3)$$
(Grt_{r2}) (Chl3) fluidná fáza

Vonkajší okraj Grt (rim2) kryštalizoval v retrográdnej vetve metamorfózy aj po kryštalizácii podstatnej časti asociácie Bt + Chl. Dôvody sme už uviedli. Biotit a chlorit tak patria medzi minerály, ktoré kryštalizovali pri najvyššej teplote tejto vetvy metamorfózy rulovo-amfibolitového komplexu. Ich vznik opisujeme modelovou reakciou 4:

$$3\ KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2 + Fe_5AlSi_3O_{10}(OH)_8 \rightarrow 3\ KFe_3Si_3AlO_{10}(OH)_2 + 7\ SiO_2 + 4\ Al_2Fe_{-1}Si_{-1} + 4\ H_2O \quad (4)$$
(Phg, Ms) (Chl) (Bt) (Qtz) (Phg, Ms, Chl, Bt)

V priebehu reakcie 4 obsah Chl v hornine klesá. V dobšinskom metasemipelite prebiehala táto reakcia pri teplote do 500 °C a všetky reakcie boli v poli stability Chl + Grt + Bt (obr. 16). Preto dobšinskú vetvu metamorfózy rulovo-amfibolitového komplexu voláme chloritovo-biotitovou zónou.

Aj v rudnianskej vetve metamorfózy pri vyššej teplote (530 - 550 °C) prebiehala reakcia 4 a spôsobila tu vznik minerálnej asociácie Chl + Bt až samostatného Bt. Miyashiro a Shido (1985) touto modelovou reakciou opísali vznik Bt v biotitovej zóne a aj Wang et al. (1986) pomocou nej definovali biotitovú izográdu nízkotlakovej metamorfózy v Japonsku. Pattison (1987) konštatuje, že reakcia 4 prebiehala v oblasti Dalradianu aj pred Bt-izográdou. Tieto zistenia súhlasia s naším štúdiom. Reakcia 4 prebiehala v rulovo-amfibolitovom komplexe v rámci reakcií subsystému A-C-FM od Chl-Bt zóny (Dobšiná) až po Bt zónu (Rudňany, obr. 16).

V rámci Chl-Bt a Bt zóny prebiehali aj nasledujúce modelové reakcie vzniku Grt a minerálnej asociácie Grt + Bt + Chl + Phg - Ms:

$$2\ Fe_5AlSi_3AlO_{10}(OH)_8 + Al_2Fe_{-1}Si_{-1} + 4\ SiO_2 \rightarrow 3\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 8\ H_2O \quad (5)$$
(Chl) (Phg-Ms, Chl, Bt) (Qtz) (Grt)

$$3\ Mg_3Fe_2AlSi_3AlO_{10}(OH)_8 + KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2 + 3\ SiO_2 \rightarrow 4\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_2MgSi_3AlO_{10}(OH)_2 +$$
(Chl) (Phg-Ms) (Qtz) (Grt) (Bt)
$$+ 8\ MgFe_{-1} + 12\ H_2O \quad (6)$$
(Chl, Phg-Ms, Bt, Grt)

V prográdnej vetve charakterizuje reakcia 5 a 6 pri nízkom tlaku metamorfózy hranicu fácie zelených bridlíc s amfibolitovou fáciou (Miyashiro a Shido, 1985). Reakcie prebiehali v dobšinskom a rudnianskom metasemipelite obmedzene, pretože objemová bilancia Phg-Ms nebola v protolite (semipelit) vysoká. Predpokladáme, že hlavne vznik Bt2, Chl2, Phg2, Gtr-rim1 v dobšinskom a Bt2, Phg2 a čiastočne aj Chl2 v rudnianskom metasemipelite kontrolovala reakcia 5 a 6.

Významnou kvalitatívnou zmenou v metasemipelite rulovo-amfibolitového komplexu bol vznik amfibolu (Amp), ktorý kryštalizoval pod kontrolou modelovej reakcie 7. Reakcia prebieha pri nízkom tlaku na hranici fácie zelených bridlíc a amfibolitovej fácie (l. c.), keď sa so zvyšovaním teploty metamorfózy zvyšuje podiel $MgFe_{-1}$ (6) alebo TK (7). TK kombinuje vzťahy Al^{VI}, Cr a Ti v Tschermakovej substitúcii (Laird in Bailey, 1988).

7 Klinochlorit + 12 Czo + 14 Qtz → 12 Tr + 25 TK + (Amp, Chl)
+22 H_2O (7)

Podobné podmienky kryštalizácie amfibolu, ako má reakcia 7, zistil v systéme CaFMASCH Will et al. (1990). Ich reakcia (8) prebieha na hranici stability chloritu pri teplote 520°C a $X(CO_2)$=0,2- 0,3.

Chl + Olig (Ab?) + Grt → Amf + Czo (8)

Modelové reakcie 7 a 8 dobre opisujú vznik asociácie Hbl + Czo na hranici stability Chl v rudnianskej prográdnej vetve metamorfózy (obr. 16). Kryštalizácia Hbl + Czo spolu s Grt + Phg2 + Pl2 + Bt2 je v tejto vetve mimo poľa stability Chl. Asociácia charakterizuje najvyššie teplotné prepracovanie rudnianskeho metasemipelitu. Vznik Bt2 v teplotnom vrchole metamorfózy charakterizuje rudniansku vetvu, a preto sme ju nazvali biotitovou zónou.

Klátovskú vetvu metamorfózy semipelitu rulovo-amfibolitového komplexu opisuje v prográdnej vetve metamorfózy modelová reakcia 9 a 10.

$$7\ Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 12\ Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)_2 + 14\ SiO_2 \rightarrow 12\ Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 25\ Al_2Mg_{-1}Si_{-1} + 22\ H_2O \quad (9)$$
(Chl) (Ep) (Qtz) (Amf-Hbl) (Amf-Cum)

$$3\ Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 6\ Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) + 7\ SiO_2 \rightarrow 5\ Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 10\ Al_2Mg_{-1}Si_{-1} + 2\ NaAlSi_3O_8 + 2\ CaAlNa_{-1}Si_{-1} + 10\ H_2O \quad (10)$$
(Chl) (Ep) (Qtz) (Amf-Hbl) (Amf-Cum) (Pl) (Pl)

Premena Chl + Ep + Qtz na Ca-amfiboly alebo na Ca-Amf + Pl charakterizuje v rulovo-amfibolitovom komplexe premenu podmienok fácie zelených bridlíc na amfibolitovú fáciu v súlade so štúdiom Miyashira (1958), Harteho a Grahama (1975), Holanda a Richardsona (1979) a iných. Metamorfný systém bol počas tejto premeny pre H_2O a CO_2 (fluidná fáza) otvorený. V komponente $Al_2Mg_{-1}Si_{-1}$ reakcie 9 vznikol v najvyššom teplotnom intervale cummingtonit a hornblend (obr. 16). Vznik Cum indikuje, že vo vrchole metamorfózy (cca 630 °C) už semipelit nemal dostatočný objem Ca, ktorý by sa v silikáte viazal, a preto vznikol amfibol bez obsahu Ca (cummingtonit). Cum je kritickým minerálom týchto P-T podmienok metamorfózy, a preto klátovskú vetvu metamorfózy semipelitu voláme cummingtonitovou zónou.

Závislosť poklesu Ca v teplotnom vrchole metamorfózy zaznamenal nielen amfibol, ale aj plagioklas, ktorého obsah Ca (X_{an}) sa v teplotnom vrchole metamorfózy znižuje vo všetkých zónach. V Chl-Bt zóne klesá X_{an} z oblasti oligoklasu do oblasti albitu. V Bt a Cum zóne sme túto závislosť zistili v oblasti X_{an} albitu (obr. 2). Pokles Ca v plagioklase metasemipelitu sme zistili aj medzi jednotlivými zónami metamorfózy. Najvyšší úbytok Ca vo vrchole metamorfózy zaznamenal plagioklas medzi Chl-Bt zónou a Bt zónou, keď sa hodnota X_{an} = 0,12 znížila na X_{an} = 0,02 (obr. 2, 16).

Najvyšší obsah Ca mal v Plg oligoklas (X_{an} = 0,35) pred vrcholom metamorfózy prográdnej vetvy Chl-Bt zóny, keď sa v týchto P-T podmienkach začala v semipelite oddeľovať fluidná fáza. Pokles Ca tu vo vrchole metamorfózy zaznamenal albit, ktorý vznikol v leme porfyroblastu Pl1. Na začiatku retrográdnej vetvy v matrixe opäť kryštalizoval oligoklas, ale aj Ca-okraj Grt (rim 2) pravdepodobne preto, že Ca vo fluidnej fáze a bilancia Ca v pevnej fáze boli v týchto podmienkach metamorfózy v relatívnej rovnováhe (T = 400 - 450 °C, P = 2 kbar). Zmena X_{an} z oblasti oligoklasu do oblasti albitu v závislosti od zvyšujúcej sa teploty metamorfózy indikuje, že sa podstatné množstvo Ca pred metamorfózou v semipelite viazalo na karbonáty (kalcit, dolomit), z ktorých sa Ca reakciami mobilizoval. Časť Ca sa viazala v silikáte (Plg, Zo - Ep, Ap, Grt), ale Ca sa mobilizoval najmä do fluidnej fázy, ktorá ho z kryštalizačného systému odnášala.

Postupnosť kryštalizácie $^+$Ca až $^-$Ca amfibolu, $^+$Ca až $^-$Ca plagioklasu a asociácie Czo+C v závislosti od celkovej bilancie Ca, Fe a teploty metamorfózy priamo poukazuje na to, že semipelit v prográdnej

vetve metamorfózy postupne strácal obsah Ca a Fe ± Mn. Mobilizované Ca a Fe sa prednostne viazali na metamorfnými reakciami uvoľnenú fluidnú fázu ($H_2O + CO_2$). Vznik časti CO_2 ilustruje reakcia 1. Z fluidnej fázy potom v retrográdnej vetve metamorfózy na inom mieste metamorfitu kryštalizoval Cal a Fe, Mn ± Mg Cal. Ich kryštalizácia závisí od teploty metamorfózy a limituje ju teplota 450 °C. Na hranici 400 °C kryštalizoval v dobšinskom metasemipelite v interakcii s touto fluidnou fázou vonkajší okraj Grt (rim2). Je to pravdepodobne vrchná hranica teploty, keď je ešte Ca a Mn v tomto systéme kryštalizácie schopné viazať sa v Grt. V granáte z Rudnian sme okraj s vysokým obsahom Ca + Mn nezistili pravdepodobne preto, že pri vyššej teplote (450 °C) už Ca + Mn z fluidnej fázy nereaguje s kryštalizujúcim okrajom Grt, aj keď fluidná fáza Ca + Mn obsahuje. V týchto retrográdnych teplotných podmienkach z fluidnej fázy kryštalizoval aj titanit

Pri vyššej teplote retrográdnej metamorfózy (520°C) a dostatočnom množstve Ca vo fluidnej fáze kryštalizoval Act v porfyroblaste Hb13 + Cum2 + Act a titanit. Kryštalizácia tejto asociácie indikuje začiatok retrográdnej vetvy metamorfózy klátovského metasemipelitu (obr. 11, 16). Porfyroblast je dôkazom, že chladnutie kryštalizačného systému CaNKFMASCHTO prebiehalo po vrchole metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu a bolo opäť pod kontrolou obsahu Ca v systéme.

Metamorfné reakcie retrográdnej vetvy cummingtonitovej zóny (Klátov) a vznik minerálnej asociácie Pl + Chl1 + Act + Hb13 + Ttn + Cal + Zo (obr. 16) opisuje modelová reakcia 11 (Ferry, 1983).

$$0{,}983\ Amp + 0{,}844\ An + 3{,}017\ H_2O + 2{,}722\ CO_2 \rightarrow Chl + 0{,}29\ Ttn + 2{,}722\ Cal + 5{,}602\ Qtz + 0{,}158\ Ab \quad (11)$$

Retrográdnu vetvu biotitovej zóny metamorfózy (Rudňany) opisuje modelová reakcia 12 (l. c.) a minerálna asociácia Phg3 + Ch12 + Ep2 + Ttn + Cal (obr. 16).

$$Ca\text{-}Amf + Ca\text{-}Pl + H_2O + CO_2 \rightarrow Chl + Cal + Qtz + Interm.\ Pl \quad (12)$$

Retrográdnu vetvu Chl-Bt zóny (Dobšiná) charakterizuje modelová reakcia 13 (l. c.) a minerálna asociácia Ch13 + Phn3 + P13 + Czo + Ttn + Cal (obr. 16).

$$Chl + 2{,}697\ Bt + 10{,}061\ Cal + 10{,}061\ CO_2 + 0{,}79\ NaCl \rightarrow 2{,}668\ Phg\text{-}Ms + 0{,}19\ Ilm + 10{,}061\ Ank + 1{,}803\ Qtz + 3{,}990\ H_2O + 0{,}079\ HCl \quad (13)$$

Priebeh retrográdnych reakcií 11, 12, 13 je podmienený celkovým zložením horniny a závisí od zloženia fluidnej fázy v otvorenom systéme (Ferry, 1983).

Dehydratačné reakcie v prográdnej vetve metamorfózy a mobilizácia Ca + Fe + Mn ± Mg zo semipelitu dokazujú, že uvoľnená fluidná fáza metamorfitu prenášala a pri poklese teploty v retrográdnej vetve bola aj zdrojom prvkov pre kryštalizáciu Fe + Mn ± Mg karbonátov a Ca-silikátov (Ttn, Act, Grt_{r2}). Z hľadiska metalogenézy gemerika to znamená, že fluidná fáza generovaná počas prográdnej vetvy metamorfózy bola zdrojom žilnej sideritovej mineralizácie.

Prográdno-retrográdna vetva metamorfózy, vyjadrená reakciami 1 - 13, charakterizuje starší a spojitý proces premeny (M1) semipelitu na časť rulovo-amfibolitového komplexu gemerika (obr. 16).

Vo všetkých študovaných vzorkách sme zistili aj prejavy mladšieho metamorfného procesu (M2), ktorý zmenil minerálne asociácie staršieho procesu, a to pri vyššom tlaku (okolo 4 kbar) a nižšej teplote (350 - 400 °C) v podmienkach chloritovej zóny metamorfózy. V pôvodne metamorfovanom metasemipelite vznikla pod vplyvom nových P-T podmienok metamorfózy minerálna asociácia Chl + Pl + Qtz. Chlorit z nej vznikol pri vyššom tlaku ako chlorit zo staršieho metamorfného systému (obr. 8a, b, c, 14).

Na opis mladšej a vyššietlakovej metamorfózy vyhovuje spätná reakcia (2) premeny Grt na Chl (Dobšiná, Rudňany) a spätná reakcia (7) premeny Amf a staršieho Chl1 na mladší Ch12 (Klátov, Rudňany).

Z hľadiska zmeneného objemu starších minerálnych asociácií nemala mladšia metamorfóza na metasemipelit, ktorý sme skúmali podstatný vplyv. Z hľadiska podmienok vzniku minerálnych asociácií je mladší metamorfný proces retrográdny.

Záver

Metamorfnú zonálnosť rulovo-amfibolitového komplexu gemerika sme charakterizovali na vzorkách z lokality Dobšiná, Rudňany a Klátov. Na štúdium sme vybrali litotyp, ktorý mal pred metamorfózou na každej lokalite rovnakú litostratigrafickú pozíciu, ako aj rovnaké modálne minerálne zloženie protolitu. Litotyp sme nazvali semipelitom, pretože okrem podstatnej časti pelitickej zložky ± karbonát obsahoval aj vulkanickú zložku (tholeiitový bazalt). Ďalšou podmienkou bolo, aby metalitotyp obsahoval grafit(?) + ilmenit + rutil + titanit + kalcit + apatit. Výber metasemipelitu bol zárukou, že skúmame rovnaký kryštalizačný systém v celom priestore rozšírenia rulovo-amfibolitového komplexu na severe gemerika.

Z mineralogickej a petrologickej analýzy sme zistili, že semipelit bol v celom skúmanom území polyfázovo a regionálne metamorfovaný. Starší metamorfný proces (M1) bol spojitý a mal prográdnu a retrográdnu vetvu. Mladší metamorfný proces (M2) čiastočne premenil minerálne asociácie staršieho procesu a dosiahol úroveň chloritovej zóny.

Zistili sme, že v dobšinskom metasemipelite vznikla v prográdnej vetve staršej metamorfózy M1 asociácia Pl + Qtz + Zo(Czo) + Grt_c + Phg + Bt + Chl + Ap + Ilm + Rt + Grafit(?). V jej retrográdnej vetve vznikla minerálna asociácia Pl + Qtz + Czo + Grt_r + Phg + Chl + Ttn + Cal + Py a v mladšom metamorfnom režime M2 minerálna asociácia Chl + Qtz + Pl?.

Rudniansky metasemipelit charakterizuje v prográdnej vetve M1 minerálna asociácia Pl + Qtz + Ep(Czo) + Grt + Hbl + Phg + Bt + Chl + Ap + Ilm + Rt + Grafit(?). Jej retrográdna vetva má minerálnu asociáciu Czo + Qtz + Phg + Chl + Ttn + Cal + Py. Mladší metamorfný proces M2 charakterizuje minerálna asociácia Chl + Qtz + Pl?.

V klátovskom metasemipelite vznikla v prográdnej vetve metamorfózy M1 minerálna asociácia Pl + Qtz + Ep(Czo) + Hbl + Cum + Phg + Ap + Ilm + Rt + Grafit(?) a v jej retrográdnej vetve asociácia Pl + Qtz + Zo + Hbl + Cum + Act + Chl + Ttn + Cal. V mladšom procese M2 vznikla minerálna asociácia Chl + Qtz + Pl.

V oblasti Dobšinej dosiahla metamorfóza M1 úroveň chlorit-biotitovej zóny. V oblasti Rudnian to bola úroveň biotitovej zóny a v oblasti Klátova táto metamorfóza dosiahla úroveň cummingtonitovej zóny. P-T podmienky metamorfózy M1 boli nízkotlakové (2-3 kbar), pričom teplota metamorfózy dosiahla vo vrchole 600 - 630 °C (cummingtonitová zóna).

Mladšia, časove oddelená metamorfóza bola vyššie tlaková (okolo 4 kbar) a nižšie teplotná (T = 350 - 400 °C).

Všetky metamorfné reakcie v obidvoch metamorfózach prebehli v rámci systému kryštalizácie CaNKFMASCHTO.

V prográdnej vetve staršej metamorfózy došlo k systematickému úbytku Ca a Fe ± Mn ± Mg z postupne metamorfovaného protolitu. Vo fluidnej fáze, ktorá obsahovala CO_2 a H_2O, bolo Ca a Fe ± Mn ± Mg prenášané a pri cca 400 °C v retrográdnej vetve metamorfózy nastala z fluidnej fázy kryštalizácia Fe, Mn-karbonátov a titanitu. Pri vyššej teplote v retrográdnej vetve metamorfózy kryštalizoval aktinolit a titanit.

Starší metamorfný systém (M1) bol z hľadiska stavu fluidnej fázy v otvorenom režime. Predpokladáme, že mladší metamorfný systém (M2) bol takisto v otvorenom režime pre fluidnú fázu, ktorá okrem H_2O obsahovala aj NaCl.

Úbytok Ca a Fe ± Mn ± Mg počas dehydratačných metamorfných reakcií silikátového systému CaNKFMASCHTO dokazuje, že metasemipelit bol zdrojom fluíd, ktoré v gemeriku spôsobili vznik sideritovej mineralizácie.

Poďakovanie. Za pomoc a cenné pripomienky k práci ďakujem prof. Shoheiovi Bannovi.

Literatúra

Bailey, S. W. 1988: Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). *Rev. Mineralogy, 19, 406 - 453.*

Bajaník, Š. & Hovorka, D. 1981: Amphibolite facies metabasites of the Rakovec Group (Lower Paleozoic, the Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 6, 679 - 708.*

Banno, S., Sakai, Ch. & Higashino, T. 1986: Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos, 19, 51 - 63.*

Brown, E. H. 1977: The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrology, 18, 53 - 72.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. 1985: Rudnianské rudné pole. *Veda, Bratislava, 78 - 104.*

Dianiška, I. & Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov., 11, 405 - 425.*

Faryad, S. W. 1986: Metamorphic evolution of paragneisses from Klátov region (lower paleozoic of gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 6, 729 - 746.*

Ferry, J. M. 1983: Applications of the reaction process variable in metamorphic petrology. *J. Petrology, 24, 343 - 376.*

Ferry, J. M. 1986: Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. *Rev. Mineralogy, 10, 355 - 394.*

Goodge, J. W. 1989: Polyphase metamorphic evolution of a late Triassic subduction complex. Klamath Mountains, Northen California. *Amer. J. Sci., 289, 874 - 943.*

Grambling, J. A. 1990: Internally-consistent geothermometri and H_2O barometry metamorphic rocks: the example garnet-chlorite-quartz. *Contrib. Mineral. Petrology, 105, 617 - 628.*

Grecula, P. & Dianiška, I. 1977: Amfibolity v oblasti Košická Belá - Nižný Klátov. *In: Grecula, P. 1977: SGR-Východ. Manuskript - GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum - Segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Grecula, P. & Kucharič, Ľ. 1985: Čiastková záverečná správa SGR-Geofyzika-VP-rudy, nerudy. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. & Kucharič, Ľ. 1989: Čiastková záverečná správa SGR-Geofyzika-VP-rudy. nerudy. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves.*

Harte, B. & Graham, C. M. 1975: The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *J. Petrology, 16, 347 - 370.*

Hirajima, T. 1989: Mineralogy of A Fe-Mn Rich Nodule form Sanbagawa Schists In The Kanto Mountains, Japan. *J. Geol. Soc. Japan, 95, 11, 817 - 833.*

Holland, T. J. B. & Richardson, S. W. 1979: Amphibole zonation in Metabasites as a Guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrology, 70, 143 - 148.*

Hovorka, D., Mihalov, J. & Ondrejkovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnian. *Mineralia slov., 11, 6, 481 - 507.*

Hovorka, D. & Spišiak, J. 1981: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Mineralia slov., 13, 6, 509 - 525.*

Hovorka, D., Ivan, P. & Spišiak, J. 1984: Nappe with the amphibolite metamorphites in the Inner Western Carpathians - its position, orgin and interpretations. *Mineralia slov., 16, 1, 73 - 86.*

Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Meta-ultrabasites in the paleozoic of the inner western carpatians: Implications for the reconstructions of the tectonic evolutions in this region. *Ofioliti, 10 (2/3), 317 - 328.*

Húrny, J. 1982: Záverečná správa Rudňany - špeciálne práce, komplexné Fe, Cu rudy (Petrografická a petrochemická charakteristika hornín ložiskovej oblasti Rudňany). *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 1 - 221.*

Hsu, L. C. 1968: Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *J. Petrology, 9, 40 - 83.*

Laird, J. in Bailey, S. W. 1988: Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). *Rev. Mineralogy, 19, 406 - 453.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of Amphiboles. *Mineral. Mag., 42, 533 - 563.*

Miyashiro, A. 1958: Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, II, 219 - 272.*

Miyashiro, A. & Shido, F. 1985: Tshermak substitution in low-and middle-grade pelitic schists. *J. Petrology, 26, 449 - 487.*

Nakajima, T., Banno, S. & Suzuki, I. 1977: Reactions leading to the disappearence of pumpellyite in low grade metamorphic rock of the Sanbagawa metamorphic belt in Central Shikoku, Japan. *J. Petrology, 18, 263 - 284.*

Pattison, D. R. M. 1987: Variations in Mg/(Mg+Fe), F, and (Fe, Mg)SI = 2Al in pelitic minerals in the Ballachulish thermal aureole, Scotland. *Amer. Mineralogist, 72, 255 - 272.*

Popreňák, J., Grecula, P. & Mihalov, J. 1973: K problému stavby a vývoja žil v Rudňanoch. *Mineralia slov., 5, 279 - 286.*

Pramuka, S. 1985a: Dobšiná-Ni, Co rudy. Záverečná petrografická správa. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 1 - 68.*

Pramuka, S. 1985b: Petrografická charakteristika hornín oblasti Zlatník-podložná žila. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 1 - 54.*

Pramuka, S. 1986: Vrt RHV-7, Rudňany - Matejovce. Čiastková petrografická správa. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 1 - 47.*

Raase, P. 1974: Al and Ti contens of hornblende, indicatours of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrology, 45, 231 - 236.*

Robinson, P. & Jaffe, H. W. 1969: Chemographic exploration of amphibole assemblages from central Massachussetts and soutwestern New Hampshire. *Mineral. Soc. Amer. Spec., 2, 251 - 274.*

Radvanec, M. & Banno, S. 1991: Plural stages of phengite formation in central Shikoku. *J. Mineral. Petrol. Economic Geol., 86, 179.*

Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, rad ZK, 4, 95 - 144.*

Sampson, G. A. & Fawcett, J. J. 1977: Coexisting amphiboles from the Hastings region of southeastern Ontario. *Canad. Mineralogist, 15, 283 - 296.*

Spear, F. S. & Cheney, J. T. 1989: A petrogenetic grit for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O. *Contrib. Mineral. Petrology, 101, 149 - 164.*

Spišiak, J. & Hovorka, D. 1985: Dva typy granatických amfibolitov klátovskej skupiny (staršie paleozoikum gemerika). *Mineralia slov., 17, 2, 167 - 174.*

Spišiak, J., Hovorka, D. & Ivan, P. 1985: Klátovská skupina-reprezentant metamorfitov amfibolitovej fácie vnútorných Západných Karpát. *Geol. Práce, 82, 205 - 220.*

Veblen, D. R. & Ribbe, P. H. 1982: Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations. *Reviews in Mineralogy, 9b, 43 - 135.*

Wang, G. F., Banno, S. & Takeuchi, K. 1986: Rections to delite the biotite izograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrology, 93, 9 - 17.*

Wang, P. & Spear, F. S. 1991: A fild and theoretical analysys of garnet+chlorite+choritoid+biotite assemblages from the tri-state (MA, CT, NY) area, USA. *Contrib. Mineral. Petrology, 106, 217 - 235.*

Will, T. M., Powell, R., Holland, T. & Guiraud, M. 1990: Calculated greenschist facies mineral equilibria in the system CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O. *Contrib. Mineral. Petrology, 104, 353.*

Zonality of low-pressure polyphase metamorphism in open system for the fluid phase in the gneiss-amphibolite complex of Gemeric unit

Metamorphic zonality of the gneiss-amphibolite complex in the Gemeric unit has been characterized on samples from Dobšiná, Rudňany and Klátov. The lithotype selected for investigations had, in the pre-metamorphic state, the same lithostratigraphic position in each locality and also the modal mineral composition of the protolith was the same. The lithotype is called by us semipelite because it contained, over the main pelitic component ± carbonate, also a volcanic constituent (tholeiitic basalt). Another condition was that the metalithotype had to contain graphite? + ilmenite + rutile + titanite + calcite + apatite. Selection of metasemipelite guaranteed the investigation of the same

crystallization system in the entire area of occurrence of the gneiss-amphibolite complex in the Northern Gemeric.

Mineralogical and petrological analysis disclosed that the semipelite underwent polyphase and regional metamorphism in the entire area investigated. The older metamorphic process (M1) was continuous with prograde and retrograde paths. The younger metamorphic process (M2) partially altered mineral assemblages of the older one reaching the level of chlorite zone.

According to the results, the mineral assemblage in metasemipelite from Dobšiná generated under prograde path of the older metamorphism M1 was Pl + Qtz + Zo(Czo) + Grt_C + Phg + Bt + Chl + Ap + Ilm + Rt + Graphite?. In the retrograde path the mineral assemblage generated was Pl + Qtz + Czo + Grt_r + Phg + Chl + Ttn + Cal + Py and, under the younger metamorphic regime M2, the generating mineral assemblage was Chl + Qtz + Pl?.

Metasemipelite from Rudňany is characterized during the M1 prograde path by mineral assemblage composed of Pl + Qtz + Ep(Czo) + Grt + Hbl + Phg + Bt + Chl + Ap + Ilm + Rt + Graphite?. The retrograde path generated the mineral assemblage made of Czo + Qtz + Phg + Chl + Ttn + Cal + Py. The younger metamorphic process M2 is characterized by the Chl + Qtz + Pl? mineral assemblage.

In the metapelite from Klátov locality, the mineral assemblage developed in the prograde path of M1 metamorphism was Pl + Qtz + Ep(Czo) + Hbl + Cum + Phg + Ap + Ilm + Rt + Graphite? whereas the assemblage generated by the retrograde path is Pl + Qtz + Zo + Hbl + Cum + Act + Chl + Ttn + Cal. The mineral assemblage of the younger M2 process is Chl + Qtz + Pl.

In the Dobšiná area the M1 metamorphism reached the level of chlorite-biotite zone, in Rudňany the level of biotite zone and in the Klátov area the level of cummingtonite zone has been reached. P-T-conditions of the M1 stage were low-pressure (2 - 3 kbar) and temperatures reached 600 - 630 °C during the peak (cummingtonite zone). The younger metamorphism, divided by time interval from the older one, occurred under higher pressure (about 4 kbar) and lower temperature (350 - 400 °C). All metamorphic reactions in both stages crystallized in the frame of CaNKFMASCHTO system.

Systematic decrease of Ca and Fe ± Mn ± Mg characterized the gradually metamorphosed protolith during the prograde path. Ca and Fe ± Mn ± Mg have been transported in fluid phase containing CO_2 and H_2O what caused the crystallization of Fe, Mn-carbonates and titanite in the retrograde path at about 400 °C. Under higher temperatures, actinolite and titanite crystallized during the retrograde path.

The older metamorphic system M1 occurred, from the viewpoint of fluid phase state, in open regime. It is supposed that the younger metamorphic system M2 was also an open system for the fluid phase containing beside H_2O also NaCl. The decrease of Ca and Fe ± Mn ± Mg during dehydrating metamorphic reactions of the CaNKFMASCHTO silicate system is proof that the metapelite represented source of fluids which generated the siderite ore veins in the Gemeric unit.

Mineralia slovaca, 24, (1992), 197 - 208

Náčrt evolúcie izotopov stroncia v kryštaliniku tatrika a veporika

JÁN KRAĽ
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 12.12.1991, revidovaná verzia doručená 10.6.1992)

Outline of strontium isotopic evolution in the crystalline of the Tatric and Veporic units

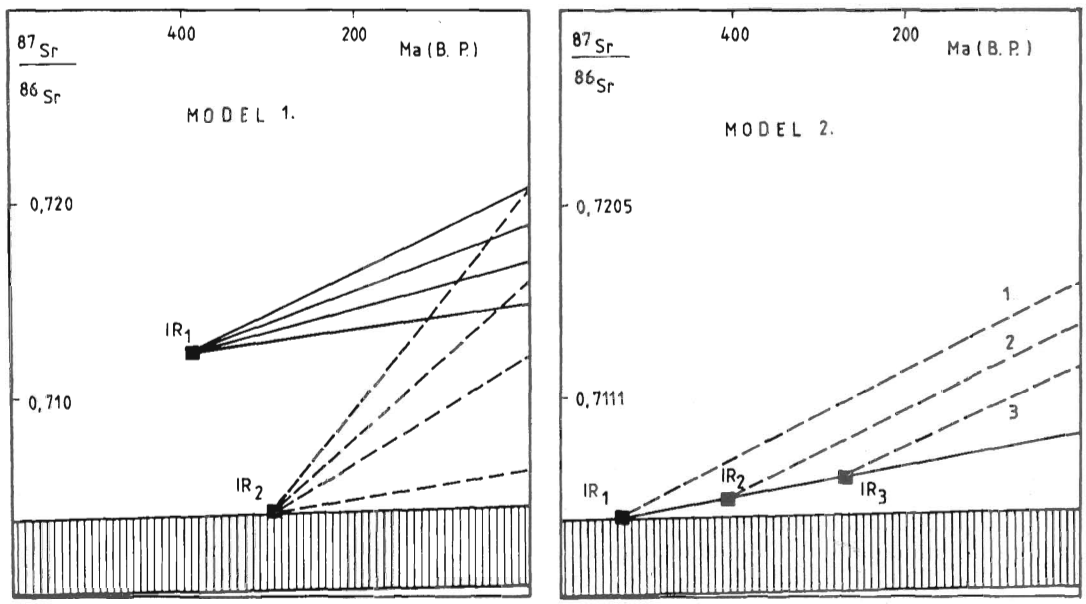
Modelling of evolutionary trends of strontium isotopes in Variscan granitoids of the Tatric and Veporic units favors the concept of parental magma generation from a single isotopically inhomogenous source (mixture of mantle and crustal material) with low Rb/Sr ratio. Isotopic inhomogeneity representing characteristic pattern of the source caused mixing features during magma generation which led to differences in U-Pb ages of zircons and Rb-Sr whole rock isochrone ages. Age differences, most frequently about 40 Ma represents tangent value of the slope of mixing line. This inhomogenous source gave granitoid bodies with initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in fact not exceeding 0.706 value. Part of magmas during their ascent into higher crustal levels assimilated the wall rocks with higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, higher Rb and lower Sr contents. The process resulted in the generation of a rock group with initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios exceeding 0.707. In any case the magma sources giving granitoid bodies of the Tatric and Veporic units can not be derived from the higher metamorphic rocks of the West Carpathian crystalline in which the granitoid bodies occur.

Úvod

Od roku 1968, keď boli publikované prvé Rb-Sr datovania z kryštalinika Západných Karpát (Burchart, 1968) sa publikovalo množstvo takýchto údajov, a to hlavne zo vzoriek granitoidných hornín tatrika, veporika a gemerika (Bagdasarian et al., 1982, 1983, 1985, 1986; Cambel et al., 1988, 1989 a i., Kovách et al., 1979, 1986). Okrem vekových údajov sa ako vedľajší produkt datovaní získali cenné geochemické údaje o koncentrácii a distribúcii Rb, Sr v analyzovaných vzorkách, ako aj o izotopovom zložení Sr. Tieto údaje doplnili obraz o podobnosti tatrických a veporických granitoidných hornín a potvrdili ich výraznú odlišnosť od gemerických granitov.

Už Gast (1960, in Peterman a Hedge, 1978) inicioval využívanie Rb/Sr metódy na poznávanie geochemickej evolúcie hornín, čo neskôr koncepčne rozpracoval Hurley et al., Hedge a Walthall (in Peterman a Hedge, 1978) a Faure a Powell (1972). Horniny odvodené z plášťa a kôry majú rozdielne $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomery preto, že pomer Rb/Sr v plášti a kôre je striktne odlišný. Dnešné pomery $^{87}Sr/^{86}Sr$ v mladých oceánskych bazaltoch ležia v rozpätí od cca 0,702 do 0,706, z čoho sa dá odvodiť limit pre pomer Rb/Sr v plášti, keďže je známy vek Zeme a iniciálny pomer v čase jej formovania (BABI ~ 0,699). Tak, poznajúc limity vývojových trajektórií pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ plášťa v celej pozemskej histórii, možno identifikovať rozdielne zdroje hornín, napr. či hornina priamo súvisí s plášťom, alebo vznikla napríklad z hmoty skôr oddelenej od plášťa a zúčastňovala sa na recyklizácii kôry. Odlišné geochemické vlastnosti Rb a Sr spôsobujú ich rozdielne správanie sa v procesoch magmatickej diferenciácie, anatexie, diagenézy sedimentárnych hornín a pod. Každá zmena pomeru Rb/Sr ovplyvňuje aj budúci vývoj pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$. Dnešný pomer vo vzorke je teda hodnotou, ktorá reprezentuje akýsi integrálny záznam Rb/Sr pomeru v celej jej histórii. Tak možno odhadnúť históriu predchádzajúceho vývoja.

Cieľom tohto článku je načrtnúť vývoj evolúcie stroncia v granitoidných horninách kryštalinika Západných Karpát. Potrebné množstvo údajov sa získalo hlavne z granitoidných hornín tatrika a veporika. Aj keď údaje z metamorfovaných hornín poukazujú na zásadné odlišnosti vo vývoji, sú zatiaľ sporadické. Publikované izotopové údaje z gemerických granitov sú dosť kontraverzné, preto sme ich do tejto diskusie nezahrnuli. Súpis pôvodných prác s originálnymi údajmi U-Pb a Rb-Sr datovaní je v zozname literatúry.



Obr. 1. Evolučný diagram Sr izotopov v hypotetických vzorkách. IR_{Sr} - iniciálny pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v horninách. Vertikálne šrafovanie predstavuje na tomto aj ďalších obrázkoch tohto typu bazaltové pole, t.j. limity izotopového zloženia Sr v plášti v závislosti od času. MODEL 1: Hypotetické horniny pochádzajú z rozdielnych zdrojov (plné štvorce). Ich dnešné Sr pomery môžu byť identické. MODEL 2: Hypotetický zdroj produkuje horniny s rovnakým Rb/Sr pomerom. Výsledkom je skupina hornín s rozdielnymi hodnotami IR_{Sr} a s rozdielnym vekom. Korelácia medzi týmito dvoma parametrami dokazuje jediný spoločný zdroj.

Fig. 1. Evolution diagram of Sr isotopes in hypothetic samples. IR_{Sr} - initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in rocks. Vertical hachure represents in this and further figures of this type the basalt field, i. e. limits for Sr isotopic composition in the mantle related with time. MODEL 1: hypothetic rocks derived from different sources (full quadrangles). Their present Sr-ratios may be identical. MODEL 2: hypothetic source producing rocks with similar Rb/Sr ratio. The result are rocks with different IR_{Sr} values and with different ages. Correlation between both parameters is proof for their single common source.

Model

Prírastok rádiogénneho ^{87}Sr vo vzorke je daný obsahom Rb, rýchlosťou rozpadu ^{87}Rb a času, počas ktorého rozpad prebiehal. Príslušná rozpadová rovnica má tvar

$$^{87}Sr^{*} = {}^{87}Rb.(e^{\lambda t} - 1) \qquad (1)$$

kde λ - konštanta rozpadu Rb, t - uplynutý čas.

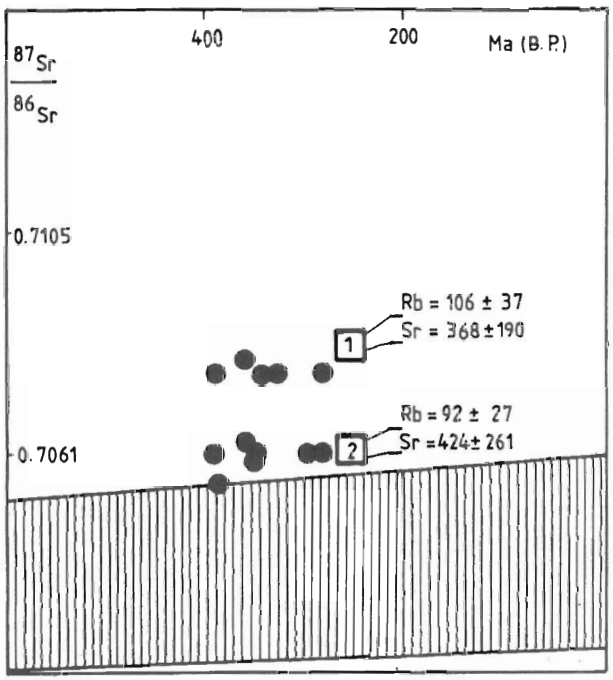
Vzorky pri svojom vzniku obsahujú určité množstvo stroncia nespojeného s rozpadom Rb in situ. Preto, ako aj pre iné technické dôvody je vhodnejšie používať rovnicu (1) v tvare

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_m = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_i + \frac{^{87}Rb}{^{86}Sr} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \qquad (2)$$

kde $\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_m$ je nameraný pomer a $\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_i$ iniciálny pomer (ďalej v texte ako IR_{Sr}). Rb a Sr majú rozdielne geochemické vlastnosti a v procesoch súvisiacich so vznikom nových hornín sa ich pôvodné pomery menia. Napr. frakčná kryštalizácia zvyšuje Rb/Sr pomer vo vyvretých horninách so zvyšujúcim sa stupňom diferenciácie, kým pri metamorfnej rekryštalizácii illitu na ortoklas sa tento pomer znižuje. Podľa rovnice (2) možno modelovať prírastok pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ z minulosti do súčasnosti, resp. naopak, zo známej dnešnej hodnoty modelovať jeho ubúdanie do minulosti. Vývojové trajektórie pomeru stroncia 87/86 v horninách s rôznym Rb/Sr pomerom, ktoré však pri svojom vzniku mali spoločný zdroj (vekovo a izotopicky), budú na grafe $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus vek vytvárať čiary s rozličným sklonom a budú mať jeden priesečník určený vekom vzoriek a ich iniciálnym pomerom (obr. 1, MODEL 1). Vývoj pomeru 87/86 v horninách, v ktorých Rb/Sr pomer nebol v priebehu ich geologickej histórie konštantný, je zložitejší. Obrázky dokumentujú typické možné situácie:

V prvom prípade (MODEL 1) ide o dva rozdielne zdroje hornín s odlišným iniciálnym $^{87}Sr/^{86}Sr$ a s rozdielmi v Rb-Sr pomeroch. Výsledné "dnešné" 87/86 pomery môžu byť identické.

Druhý prípad dokazuje, že odlišné iniciálne pomery IR_{Sr}, ba ani veky nemusia svedčiť o tom, že horniny nemajú vekovo a geochemicky nič spoločné. MODEL 2 (obr. 1) znázorňuje zdroj, ktorý sa oddelil z plášťa (limity plášťa označuje vertikálne šrafovanie), z ktorého sa postupne generovali mag-



Obr.2. Graf iniciálnych pomerov $^{87}Sr/^{86}Sr$ (IR_{Sr}) v granitoidných horninách tatrika a veporika v závislosti od ich veku. Hodnoty IR_{Sr} rozdeľujú granitoidy do dvoch jasne oddelených skupín, ktoré majú aj odlišnú koncentráciu Rb a Sr.

Fig. 2. Plot of initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (IR_{Sr}) in Tatric and Veporic granitoids in relation with their age. IR_{Sr} values are dividing the samples into two distinct groups with different Rb and Sr concentrations.

ny s rovnakým Rb/Sr pomerom. Výsledkom je spektrum hornín s rozličnými iniciálnymi pomermi a s rozdielnymi vekmi. Pozitívna korelácia IR_{Sr} a ich veku dokazuje spoločného predchodcu.

Základná charakteristika publikovaných Rb-Sr údajov

Prevažnú časť kryštalinika tatrika a veporika tvoria granitoidné horniny. Okrem predpokladaných sporadických výnimiek sa granitoidné telesá formovali počas variského orogénu, pričom sa predpokladalo (Kamenický, 1968), že vekové ohraničenie granitoidného magmatizmu predstavuje sudetská (325 Ma) a sálska fáza (250 Ma). Minerálnym zložením tieto horniny varírujú od tonalitov až po granity, pričom najrozšírenejším typom je granodiorit. Horniny obidvoch tektonických jednotiek sú z hľadiska modálneho a chemického zloženia, resp. distribúcie stopových prvkov veľmi blízke. Pozoruhodná je napr. zhoda základných štatistických parametrov distribúcie Rb a Sr v granitoidných horninách tatrika a veporika (tab. 1).

Rb/Sr datovanie celkových hornín poskytlo vekové rozpätie od 390 Ma po 280 Ma. Na obr. 2 sú znázornené údaje z tatrických a veporických granitoidov (izochróny z jadrových horstiev a z rozdielnych petrografických typov vo veporiku), a to ich iniciálny pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$, IR_{Sr} versus ich Rb/Sr vek. Priamky v spodnej časti grafu ohraničujú krajné hodnoty vývoja pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v plášti v danom časovom výreze (vertikálne šrafovanie). Lineárny prírastok pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v čase môže byť zjednodušením, ale predpokladáme, že je akceptovateľnou aproximáciou pre dané časové rozpätie.

Obr. 2 dokumentuje tri typické črty tatrických a veporických granitoidov:

a) Iniciálny $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomer (IR_{Sr}) je nízky, s malou variabilitou, a tak sú horniny lokalizované blízko hornej hranice bazaltového poľa. Tým sa tieto granitoidné horniny zaraďujú do veľkého množstva variských, resp. kaledónskych granitoidov variskej Európy (Peucat a Vidal, 1988);

b) Hodnota iniciálneho pomeru IR_{Sr} vytvára na grafe dve jasne oddelené skupiny (1, 2), ktoré sa neviažu napr. na príslušnosť k tektonickej jednotke: do jednej možno zaradiť vzorky s hodnotou IR_{Sr} okolo 0,7060, druhá skupina má IR_{Sr} väčší ako 0,7076, pričom v rámci jednotlivých skupín je rozptyl hodnôt IR_{Sr} minimálny. Absolútny rozdiel týchto hodnôt (> 0,001) je o rád väčší ako ich udávané štandartné odchýlky;

c) Body v obidvoch vyčlenených skupinách sú voči sebe viac-menej paralelné; nie je však viditeľná korelácia hodnoty IR_{Sr} v závislosti od času, aká je napr. známa z granitoidných hornín francúzskeho Centrálneho masívu aj Schwartzwaldu (Duthou et al., 1984; Brewer a Lippolt, 1974). Vzorky s rozdielnym Rb-Sr a U-Pb vekom sa vyskytujú v obidvoch vyčlenených skupinách.

Zistené rozdiely uvedené v bode b) sú natoľko významné, že sa celý súbor údajov (tab. 1, obr. 2) prehodnotil podľa príslušnosti k IR_{Sr}. Rozdiely v štatistických parametroch (tab. 2) sú oproti pôvodnému, t.j. tektonickému triedeniu výrazne odlišné. Štatisticky významný rozdiel medzi obidvoma skupinami je v koncentrácii Sr: horniny s vyšším IR_{Sr} majú významne nižší obsah Sr, skupina s nižším IR_{Sr} má významne vyššie koncentrácie Sr. Histogramy distribúcie Rb/Sr pomerov (obr. 3) dokumentujú vyššiu početnosť nižších hodnôt v skupine 2.

TAB. 1

Štatistické parametre distribúcie Rb a Sr v granitoidných horninách tatrika, veporika a gemerika (v ppm)

Statistic parameters of Rb and Sr distribution in granitoids of Tatric, Veporic and Gemeric units (in ppm)

	N	Rb_{AM}	SD_{Rb}	Sr_{AM}	SD_{Sr}	Rb/Sr
Tatrikum	63	96,0	30,1	400,9	226,6	0,24
Veporikum	26	102,6	34,0	402,9	261,7	0,25
Gemerikum	55	295,7	213,9	60,2	90,6	4,91

N - počet údajov, Rb_{AM}, Sr_{AM} - aritmetický priemer Rb, resp, Sr; SD - smerodajná odchýlka distribúcií Rb, Sr; Rb/Sr - pomer priemerných koncentrácií Rb, Sr v analyzovaných vzorkách.

N - data number, Rb_{AM} ; Sr_{AM} - arithmetic mean Rb and Sr, SD - standard deviation of Rb and Sr distribution, Rb/Sr - relation of Rb and Sr average concentration in analyzed samples.

TAB. 2

Štatistické parametre distribúcie Rb, Sr z granitoidných hornín tatrika a veporika triedených podľa príslušnosti k izochrónam s rozdielnym iniciálnym izotopovým pomerom (IR_{Sr} v texte)

Statistic parameters of Rb and Sr distribution in granitoids of the Tatric and Veporic units subdivided according to their partition to single isochrones with different initial isotopic relations (IR_{Sr} in the text)

	N	Rb_{AM}	SD_{Rb}	Sr_{AM}	SD_{Sr}	Rb/Sr
$IR_{Sr} > 0,707$	36	106,8	35,2	368,0	190,7	0,29
$IR_{Sr} < 0,706$	53	91,9	27,0	424,2	261,5	0,22

Vysvetlivky identické s tab. 1.
Explanations as in Tab. 1.

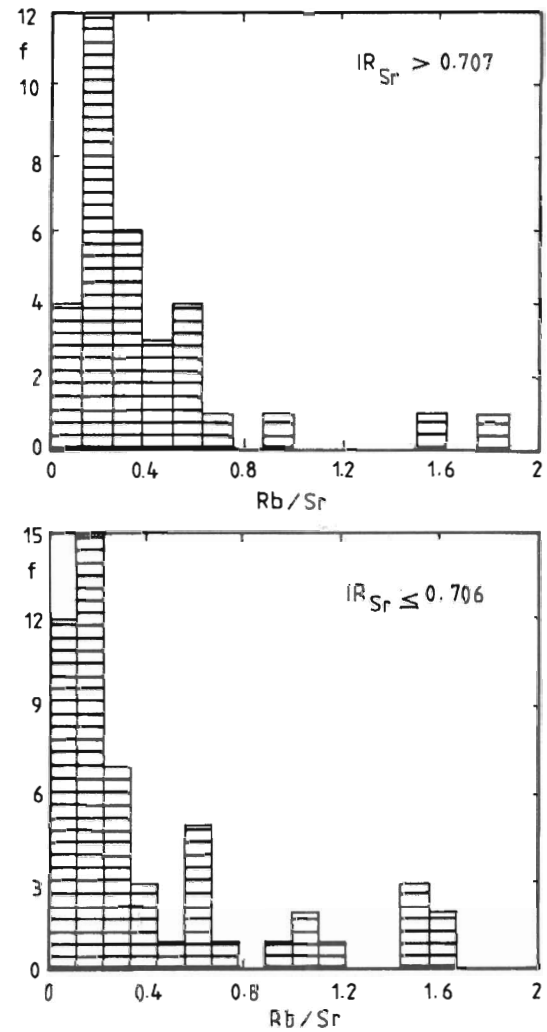
TAB. 3

Štatistické parametre distribúcie Rb a Sr v metamorfovaných horninách niektorých jadrových horstiev

Statistic parameters of Rb and Sr distribution in metamorphic rocks of some "core mountain" ranges

	Rb_{AM}	Sr_{AM}	Rb/Sr
Malé Karpaty	94,4	209,1	0,45
Vysoké Tatry	98,4	181,2	0,54
Králička	131,1	154,8	0,85
1/83, ZK-3*	132,0	175,5	0,76
	(118)	(440)	(0,27)

*Vysvetlivky identické s tab. 1.
Explanations as in Tab. 1.



Obr. 3. Histogramy distribúcie pomeru Rb/Sr v skupinách s rozdielnym IR_{Sr}. V skupine hornín s $IR_{Sr} \leq 0,706$ je výskyt hornín s veľmi nízkym Rb/Sr pomerom vyšší.

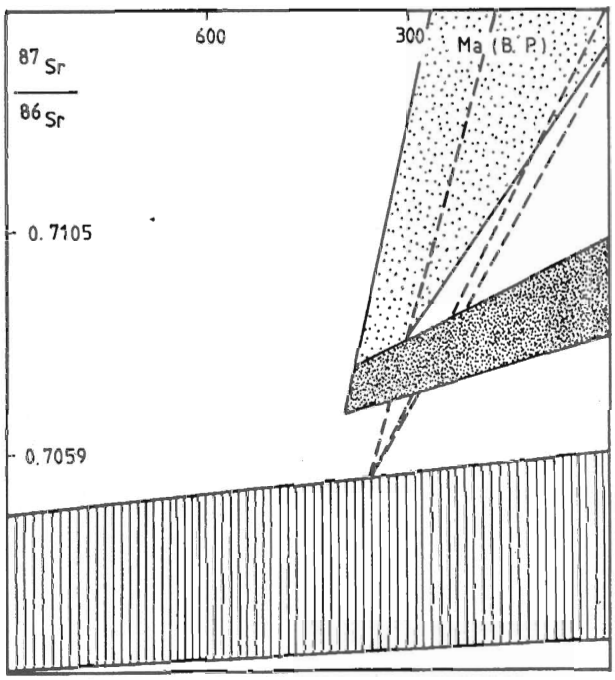
Fig. 3. Frequency distribution of Rb/Sr ratio in groups with different IR_{Sr} value. In the group with $IR_{Sr} \leq 0.706$ rocks of very low Rb/Sr ratio occur more frequently.

Výsledky

Modely evolúcie stroncia

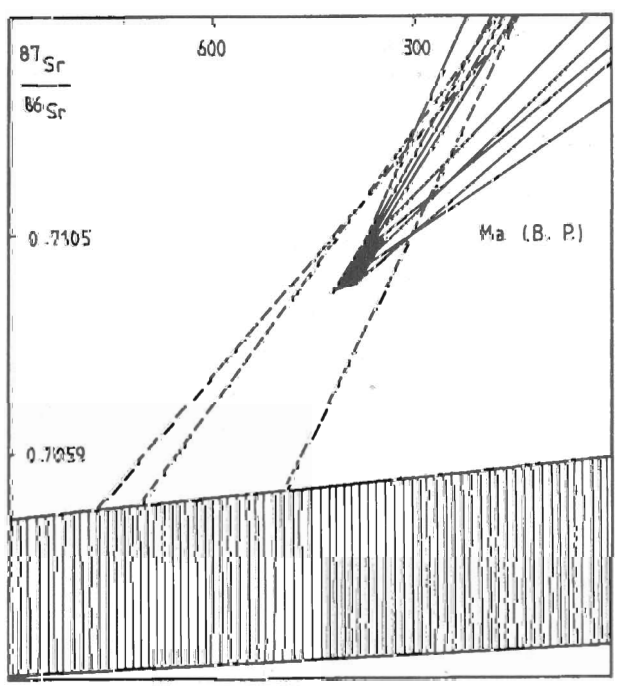
Obr. 4 - 9 simulujú vývoj pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ vo vzorkách celkových granitoidných metamorfovaných hornín tatrika a veporika od ich dnešných nameraných pomerov do minulosti. Podľa očakávania väčšina priamok formuje dobre definované priesečníky, ktorých pozícia na grafe zodpovedá ich Rb-Sr izochrónovému veku aj určenému iniciálnemu pomeru. Vzniknutý obraz poskytuje možnosť hlbšie chápať súvislosti a demonštruje geochemické špecifiká skúmaných vzoriek.

Po prvé, evolučné priamky $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomeru sa podľa očakávania pretínajú na dvoch rozdielnych úrovniach: jedna je na hranici plášťa a kôry, ako ju vymedzuje horná hranica bazaltového poľa, druhá nad hodnotou 0,707. I keď horniny druhej skupiny nemožno odvodzovať priamo z plášťa, je nepochybné, že ich zdrojom z geochemického hľadiska museli byť horniny na slabom stupni diferenciácie. Ich typickým predstaviteľom je časť vzoriek označovaných ako typ Sihla, časť vzoriek z Tríbeča, ako aj



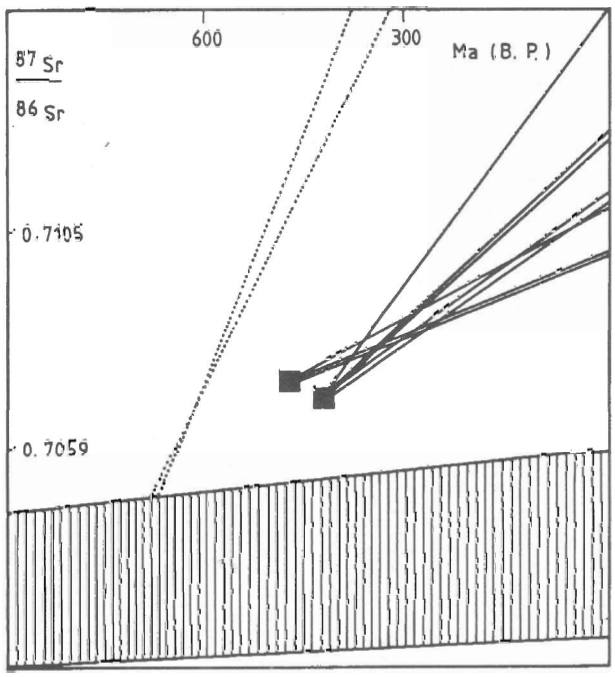
Obr. 4. Evolučný diagram Sr v granitoidných horninách Malých Karpát (schematizované). Husté šrafovanie reprezentuje Rb/Sr pomer do 0,3, riedke nad 0,5. Čiarkovane sú vyznačené evolučné línie hornín, ktoré nie sú konformné s modelom.

Fig. 4. Evolution diagram of Sr in granitoid rocks of Little Carpathians (schematized). Dense hachure represents Rb/Sr ratio under 0.3 scarce hachure that over 0.5 value. Broken lines indicate evolution lines of rocks which are not conform with the model.



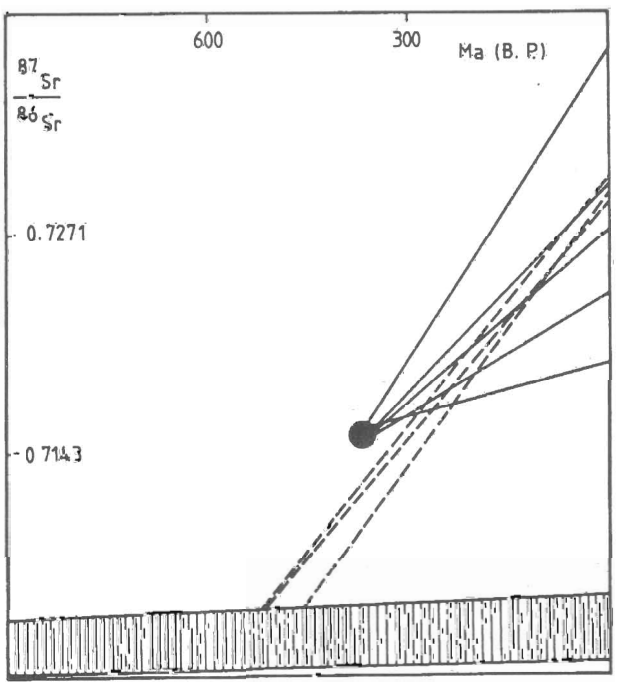
Obr. 5. Evolučný diagram Sr metamorfovaných hornín Malých Karpát.

Fig. 5. Evolution diagram of Sr for metamorphic rocks of the Little Carpathians.



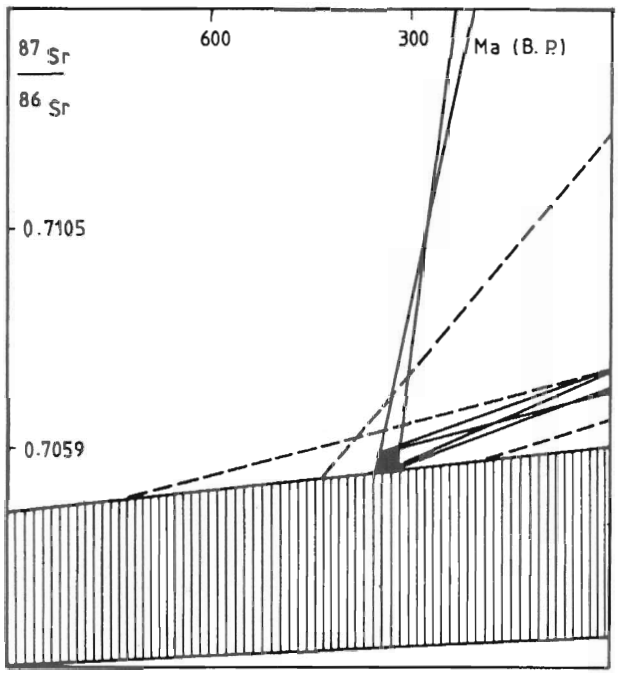
Obr. 6. Evolučný diagram Sr v granitoidných horninách dumbierskeho plutónu. Bodkovane je vyznačený evolučný trend dvoch vzoriek geochemicky identických s metamorfovanými horninami a s výrazne odlišnými evolučnými trajektóriami.

Fig. 6. Evolution diagram of Sr in granitoid rocks of the Dumbier pluton. Dotted are the evolution lines of two samples identical by their geochemistry with metamorphic rocks and with pronouncedly different evolution trajectories.

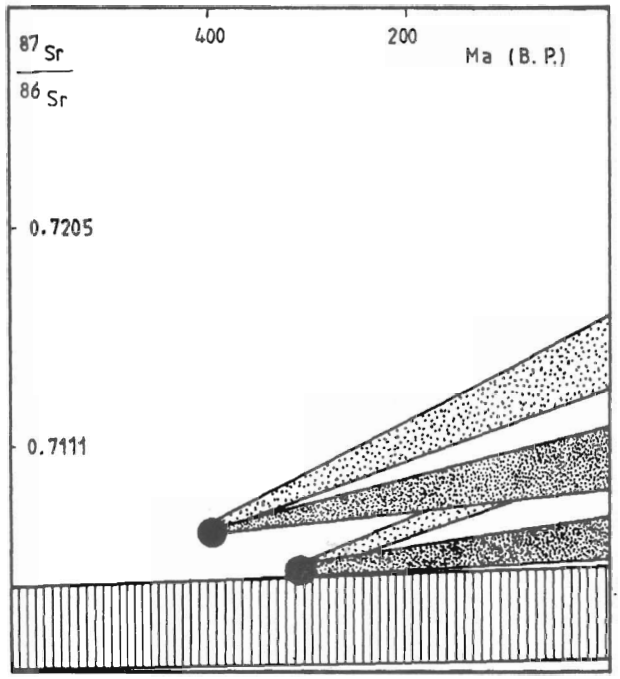


Obr. 7. Evolučný diagram Sr v celkových vzorkách granitu typu Kráľička. Čiarkované línie - vzorky z rozdielnym evolučným trendom.

Fig. 7. Evolution diagram of Sr in whole rock samples of the Kráľička type granite. Broken line indicates samples with different evolution trends.



Obr. 8. Evolučný diagram Sr v granitoidoch Tríbeča.
Fig. 8. Evolution diagram of Sr in granitoids of the Tríbeč Mts.



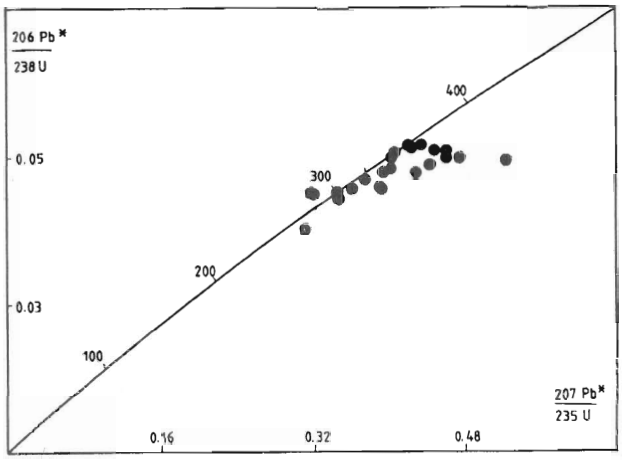
Obr. 9. Evolučný diagram Sr granitoidných hornín veporického plutónu (schematizované). Husté šrafovanie reprezentuje vzorky s Rb/Sr pomermi do 0,2, riedke od 0,4 do 0,55.
Fig. 9. Evolution diagram of Sr for granitoids of the Veporic pluton (schematized). Dense hachure represents samples with Rb/Sr ratio under 0.2, scarce hachure that with 0.4 - 0.55 ratio values.

vzorky z Malej a Veľkej Fatry. Pozíciu hornín s vyšším IR_{Sr} možno vysvetliť dvoma spôsobmi: magmy, z ktorých sa formovali telesá tejto skupiny, mohli mať zdroj s dlhšou kôrovou históriou alebo nastala kontaminácia pôvodných bázickejších magiem prostredím s vyšším $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerom. O týchto možnostiach uvažujeme na inom mieste.

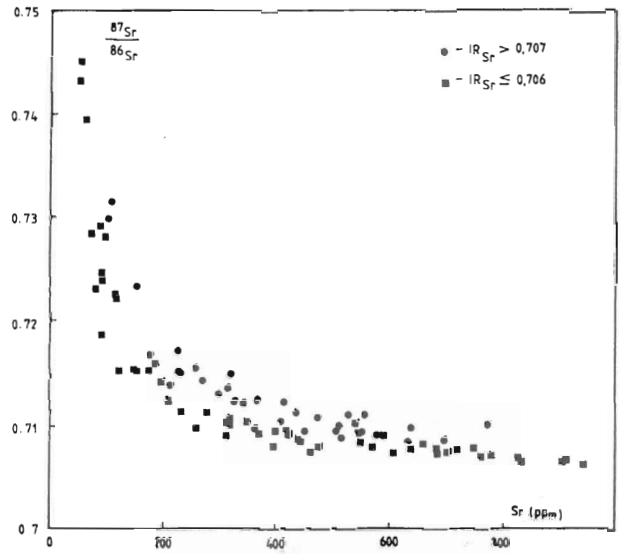
Po druhé, časť vzoriek nie je konformná s týmto modelom (čiarkované línie na obr. 4, 5, 7, 8). Vzorky z ďumbierskeho plutónu sú výnimočné (obr. 6) - evolučné priamky sugerujú prítomnosť dvoch trendov z dvoch zdrojov. Za unikátne treba považovať aj dve vzorky z toho istého telesa, ktorých špecifické črty sa už analyzovali skôr (Cambel et al., 1990). Tieto horniny boli na Rb-Sr datovanie vybraté ako typické vzorky z ďumbierskeho plutónu. Ako vidno z tab. 3, obsahom Rb a Sr sa dokonale zhodujú zo vzorkami anatektického granitu typu Králička, resp. aj metamorfovaných hornín Malých Karpát. Ich evolučné priamky sa pretínajú za hranicou 600 Ma, čo je v zhode s publikovaným $^{207}Pb/^{206}Pb$ vekom (Cambel et al., 1977). Je reálny predpoklad, že v týchto vzorkách je skrytý najstarší záznam o vývoji hornín kryštalinika Západných Karpát.

Po tretie, plocha priesečníkov evolučných priamok nie je pri všetkých rovnaká. Niektoré z nich sú veľmi dobre ohraničené, t.j. pretínajú sa na malej ploche, iné napr. vzorky z Malých Karpát (obr. 4), tvoria väčšie plochy. Trend väčšiny priamok, hlavne s nižším Rb/Sr pomerom, poukazuje skôr na nízky stupeň homogenizácie izotopov stroncia v čase vzniku telesa. Tento geochemický problém sa doteraz odráža v rozličných interpretáciách Rb-Sr datovaní granitoidov Malých Karpát.

Po štvrté, grafy evolučných priamok dokumentujú charakteristickú distribúciu Rb/Sr pomerov v niektorých telesách. Napr. v horninách veporického plutónu, ktoré patria do obidvoch vyčlenených skupín, má distribúcia Rb/Sr pomeru v horninách obidvoch skupín v podstate identický obraz. Všetky vzorky ležia prakticky v dvoch intervaloch - medzi 0,1 - 0,2 (husto bodkované polia na obr. 9) a 0,4 až 0,55 (riedko bodkované polia). Nie taký výrazný, ale predsa len podobný obraz možno pozorovať, aj pri iných telesách (napr. Malé Karpaty, obr. 4).



Obr. 10. Konkordia graf s U-Pb datovaniami zirkónov z granitoidných hornín tatrika a veporika.
Fig. 10. Concordia plot with U-Pb dating of zircons from granitoids of the Tatric and Veporic units.



Obr. 11. Vzťah dnešných $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerov ku koncentráciám Sr vo vzorkách z tatrika a veporika.
Fig. 11. Relation between the present $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio and Sr concentrations in Tatric and Veporic samples.

Diskusia

Možné príčiny rozdielov v údajoch U-Pb a Rb-Sr datovaní

Význam Rb-Sr datovaní, kladúcich vek plutonických procesov až na hranicu silúru a devónu, sa stal sporným, keď sa zistilo, že U/Pb veky zirkónov z identických hornín sú nižšie, a to až o 40 - 50 Ma (napr. granitoidného telesa Tríbeča, Broska et al., 1990, niektoré vzorky z veporického plutónu, Bibikova et al., 1988, 1990, a i.). Rozdiely medzi U-Pb a Rb-Sr vekmi sú v horninách obidvoch vyčlenených skupín. Vyskytujú sa pri horninách rôzneho veku, a teda je málo pravdepodobné, že vekový rozdiel zapríčinil stochastický charakter kontaminácie vzoriek stronciom v čase ich vzniku (Lutz a Srogi, 1986). Charakteristické pre obidve skupiny hornín sú aj prejavy diskordancie U-Pb údajov (obr. 10), čo možno chápať ako prejav prítomnosti recyklovanej hmoty v plutonických telesách. Reálnou príčinou diferencií U-Pb a Rb-Sr vekov môže byť nedokonalé zmiešavanie izotopicky dvoch rozdielnych zdrojov.

Podľa rovníc matematicky opisujúcich procesy zmiešavania (pozri napr. Faure, 1979) vzniká hyperbolická závislosť medzi rozdielnymi pomermi $^{87}Sr/^{86}Sr$ a koncentráciou Sr, pričom v tomto prípade sa vzťah mení na lineárny, ak sa koncentrácia Sr nahradí jej prevrátenou hodnotou. Pri ďalších prvkoch, ktoré sa berú do úvahy (napr. Rb), by tieto vzťahy boli zložitejšie. Kým vzorky triedené podľa "tektonického" kritéria vytvárajú jednu hyperbolu, variant triedenia podľa veľkosti IR_{Sr} výrazne oddeľuje obidve skupiny hornín do dvoch blízkych hyperbol (obr. 11). Tieto závislosti potvrdzujú, že tatrické a veporické vzorky možno pokladať za produkt zmiešavania dvoch zdrojov s rozdielnym $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomerom a s rozdielnou koncentráciou Sr. Avšak znázornený vzťah je zdanlivý, lebo proces mixingu sa viaže na okamih vzniku hornín, ale uvedené izotopové pomery Sr sú dnešné. Na poznanie skutočných parametrov vzťahu treba redukovať ich dnešný $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomer na úroveň, ktorú mali tieto horniny v čase svojho vzniku, v našom prípade na úroveň zdanlivého Rb-Sr veku, t.j. cca 40 Ma. Redukované grafy vzoriek, v ktorých U-Pb datovania zirkónov možno považovať za skutočný vek, sú na obr. 12 a 13. Hyperbolické a lineárne závislosti medzi vzorkami sú na grafoch veľmi dobre zachované.

Rozdiel vo vekoch U-Pb a Rb-Sr zodpovedá hodnote tangensu sklonu zmiešavacej priamky cca 5,7x x 10^{-4}. Ak je teda rozdiel vo vekoch dôsledkom mixingu, potom možno určiť geochemické limity pre zdroje, ktoré prichádzajú do úvahy ako koncové členy. Medzi rozdielom v ich izotopovom zložení a podielom ich Rb/Sr pomerov bude pozitívna lineárna závislosť. Ak by napr. rozdiel v izotopovom zložení $^{87}Sr/^{86}Sr$ obidvoch zdrojov mal hodnotu napr. 0,008 (0,713 - 0,705), potom podiel ich Rb/Sr

TAB. 4
Porovnanie výsledkov datovaní granitoidných hornín tatrika a veporika U-Pb a Rb-Sr metódou
Comparison of dating results from granitoids of the Tatric and Veporic units using U-Pb and Rb-Sr method

	U-Pb (Ma)	Rb-Sr (Ma)
Tatrikum		
Malé Karpaty (1)	310	348+/-4
Tríbeč (2)	306+/-10	352+/-5
Strážovské vrchy (2)	348*, 350**	393+/-6
Malá Fatra (2)	$353_{,5}{}^{+11}$	361+/-10
Veporikum		
typ:		
Sihla (2)	303+/-2,378	380+/-30
Hrončok (vepor.) (2)	255*	286+/-20
rimavický (1)	350+/-5,313	391+/-6

V zátvorkách sa uvádza príslušnosť k vyčleneným skupinám 1, 2. U-Pb: datovania na zirkónoch (v mil. rokov), Rb-Sr: celohorninové izochróny (v mil. rokov);* - modelový vek $^{206}Pb/^{238}U$ z diskordantných údajov, ** - Pb-Pb datovanie (údaje zo Strážovských vrchov, nepublikované).
Distribution into distinguished groups 1, 2 is in brackets. U-Pb ages are in Ma from zircons, Rb-Sr ages are in Ma from whole-rock samples; * - model $^{206}Pb/^{238}U$ ages from discordant data, ** - Pb-Pb ages (data from the Strážovské vrchy Mts., unpublished).

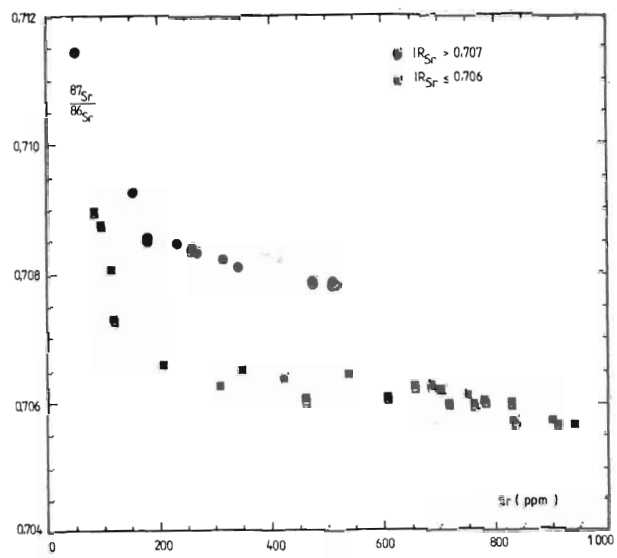
pomerov by musel mať hodnotu 13,8 (napr. 0,4 - 0,029). Uvedený vzťah teda obmedzuje spektrum zdrojov, ktoré reálne prichádzajú do úvahy ako koncové členy.

Možné zdroje granitoidných magiem

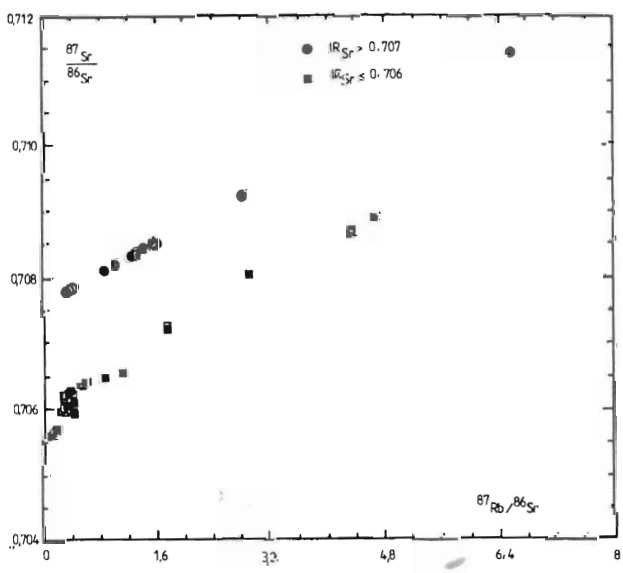
Údaje o chemickom a izotopickom zložení granitoidných hornín Západných Karpát stimulovali záujem o riešenie otázky, z akých zdrojov a akým procesom vznikli granitoidné magmy v tejto oblasti (Hovorka, 1979; Cambel, 1980;Hovorka, 1980a, b; Cambel a Petrík, 1982).

V prístupe Hovorku (1979, 1980a, b) prevažujú argumenty o anatektickom a kôrovom vzniku masívov; granitoidné magmy vznikli anatexiou sedimentov drobového charakteru. Hlavným argumentom je veľmi homogénne minerálne a chemické zloženie (ako aj veľká podobnosť chemického zloženia s okolitými pararulami), absencia bázických diferenciátov v granitoidných telesách a časté prechody k migmatitom; metamorfity rulovej série (pôvodne droby) prechádzajú cez migmatity do anatektických masívov granodioritového zloženia. Preto sú granitoidy zaradené do skupiny S-typov vzniknutých anatexiou zdrojov sedimentogénneho pôvodu (Chappel a White, 1974).

Podľa geochemickej analýzy distribúcie hlavných prvkov tatrické a veporické granitoidy konvergujú k plášťovým zdrojom, a teda k I-typom (Cambel a Petrík, 1982). Výsledky geochemickej analýzy sú vcelku zhodné aj s interpretáciou hodnôt IR_{Sr}, hoci sú regionálne výnimky (Cambel a Vilinovič, 1987; Vilinovičová, 1990). Dokonca publikovaná geo-



Obr. 12. Graf redukovaných hodnôt $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus obsah. $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomer sa redukoval za predpokladu, že U-Pb veky zirkónov sú skutočné veky.
Fig. 12. Plot of reduced $^{87}Sr/^{86}Sr$ values vs. Sr contents. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio has been reduced with the presumption that U-Pb zircon ages are the true ages.



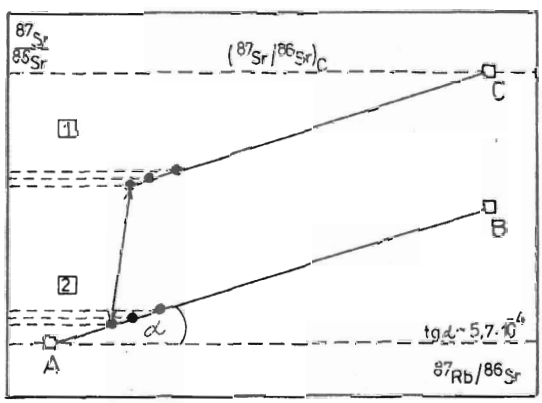
Obr. 13. Izochrónový graf redukovaných hodnôt $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $^{87}Rb/^{86}Sr$.
Fig. 13. Isochrone plot of reduced $^{87}Sr/^{86}Sr$ values vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ values.

chemická analýza označila správne za I-typy aj masívy, z ktorých dovtedy známe izotopové údaje neboli. Podľa citovaných autorov majú magmy anatekticky pôvod a ich nízke IR_{Sr} pomery vysvetľujú výrazným obsahom plášťového (vulkanického) materiálu v zdrojových horninách.

Jeden z najefektívnejších procesov zmiešavania obrovských objemov hornín rozdielnej genézy je sedimentácia. Ak sa do sedimentov včlení materiál z vulkanitov, vzniká široké spektrum možností na zmiešavanie. Môže ísť o zmiešavanie priamo v zdroji, ak sa napr. sama subdukovaná litosféra skladá z dvoch zložiek (Taylor, 1980). Aj keď sa citované názory na vznik karpatských granitoidov zhodujú v tom, že magmy vznikli anatexiou, sú vlastne zásadne rozdielne v pohľade na geotektonickú lokalizáciu zdroja. Droby, ktoré sú podľa Hovorku (l. c.) zdrojom magiem, sú vo svojej podstate netriedeným detritom usadeným na okrajoch kontinentov, resp. na kontinentálnych svahoch (Garrels a Mackenzie, 1971). Naopak, vulkanicko-sedimentárna séria, ktorú predpokladajú Cambel a Petrík (l. c.), by mala byť časťou oceánskeho dna. Z toho musí vyplynúť rozdiel v izotopovom zložení stroncia. V súčasných sedimentoch oceánov je variabilita pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v silikátovom detrite výrazná a kolíše od 0,7044 do 0,7429, pričom izotopový pomer je úzko spätý s geológiou kontinentov, z ktorých bol detrit odvodený. Výsledný pomer po izotopovej ekvilibrácii stroncia (pri vyššej teplote, napr. pri metamorfóze) medzi všetkými minerálnymi fázami, t.j. medzi autigénnymi a alogénnymi minerálmi závisí od objemu jednotlivých fáz a ich izotopového zloženia. Tento výsledok - vážený aritmetický priemer - vlastne nazývame iniciálnym pomerom, IR_{Sr}. Možno teda očakávať, že v drobových sedimentoch odvodených hlavne z kontinentov budú izotopové pomery vyššie, pretože predstavujú hlavne kontinentálny znos, v druhom prípade nižšie, a to pre významnú časť vulkanického materiálu odvodeného z plášťa s nízkymi $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomermi. Pritom v orogeneticky aktívnych obdobiach sa prínos plášťového materiálu do kôry ešte viac zvyšuje (Michard et al., 1985). Izotopové údaje Nd a Sr z paleozoických a mezozoických granitoidných hornín dovoľujú predpokladať príspevok plášťových hmôt, ale riedený extenzívnou asimiláciou kôry alebo mixingom. Granitoidy vzniknuté z takejto hmoty môžu mať teda širokú variabilitu medzi I a S-typmi, a to v závislosti od pomeru prínosu z plášťa a príspevku kôry (Liew et al., 1989).

Treba priznať, že analýza izotopových údajov jedného typu nemôže dať uspokojivú odpoveď na všetky otázky späté s definovaním zdrojov granitoidných magiem. Podobne nie sú k dispozícii údaje, ktoré by pomohli presne určiť, či prejavy zmiešavania sú zmiešavaním zdroja, alebo zmiešavaním magiem (Langmuir et al., 1978). Hodnoty IR_{Sr} v tatrických a veporických granitoidoch indikujú skôr tavenie geochemicky zmiešaného zdroja. Zmes ílovitých minerálov z kontinentálnej kôry a submarinne zvetrávaných bazaltov je potenciálne vysoko fertilná ako zdroj magiem (Clemens a Vielzenf, 1987). Možnú existenciu takéhoto zdroja podporujú aj mnohé izotopové údaje získané z hercýnskych granitoidov Európy (pozri Pin a Duthou, 1990). Vlastná príčina tavenia môže byť rôzna. Cambel a Vilinovič (1987), Petrík a Broska (1989) predpokladajú, že to mohla byť intermediárna (dioritická) magma, ktorá iniciovala granitoidný plutonizmus v západokarpatskej oblasti.

Prenikanie granitoidnej magmy do vyšších častí



Obr. 14. Schematizovaný náčrt vývoja IR_{Sr} v granitoidných horninách tatrika a veporika. Pôvodná skupina hornín s nižšími IR_{Sr} (skupina 2) nevznikla z izotopicky homogénneho zdroja. Preto vzorky ležia na zmiešavacej línii dvoch členov (A - B), ktorej tangens sklonu zodpovedá veku cca 40 mil. rokov. Časť pôvodných magiem asimilovala okolité horniny (C), čo spôsobilo vznik hornín skupiny 1. Sklon zmiešavacej línie je teda zafixovaný v obidvoch skupinách granitoidných hornín a spôsobil zdanlivé staršie veky Rb-Sr údajov.

Fig. 14. Schematic sketch of IR_{Sr} evolution in granitoid rocks of the Tatric and Veporic units. The original group of rocks with lower IR_{Sr} (2nd group) did not generated from an isotopically homogeneous source, therefore the sample points occur on the mixing line of two members (A - B) the tangent of which represents about 40 Ma age. Part of the original magmas assimilated the wall rocks (C) what led to the generation of lst group rocks. The slope of mixing line is hence fixed in both groups of granitoid rocks and caused the apparent older Rb-Sr ages.

kôry spôsobilo asimiláciu okolitých hornín s výrazne rozdielnym izotopovým zložením a s rozdielnym obsahom Rb a Sr. Takto mohla vznikať skupina granitoidov s IR_{Sr} nad 0,707 - asimilácia okolitých hornín zvýšila pôvodnú hodnotu IR_{Sr} (obr. 2 a 12), čo zjednodušene znázorňuje obr. 14. Horniny, ktoré boli asimilované, mohli mať hodnotu $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,711, obsah Rb = 130 ppm a obsah Sr = 250 ppm: pri týchto parametroch by kontaminant prispel objemom cca 40 %, aby hodnoty izotopových pomerov Sr, i obsah Rb, Sr zodpovedal stavu, ktorý poznáme. Kombinácií môže byť, prirodzene, viac. Túto uvádzame preto, že z geochemického hľadiska ide o hodnoty, ktoré sú aj v kryštaliniku Západných Karpát bežné.

Záver

Podľa hodnoty iniciálnych pomerov $^{87}Sr/^{86}Sr$ (IR_{Sr}) patria granitoidné horniny tatrika a veporika do dvoch skupín a v ich rámci je variabilita IR_{Sr} veľmi nízka. Horniny rozdelené podľa tohto kritéria majú aj rozdielny obsah Rb a Sr: horniny s IR_{Sr} > 0,707 (skupina 1) majú mierne zvýšený obsah Rb, ale výrazne nižší obsah Sr, ak ju porovnáme so skupinou 2 s IR_{Sr} < 0,706. Modelovanie evolučných trendov izotopov stroncia a charakteristické prejavy distribúcie Rb/Sr pomeru v granitoidných horninách (napr. vo veporiku) dokazujú, že tieto dve základné skupiny granitoidných hornín sa od seba odlišujú množstvom kôrového materiálu, ktorý obsahujú. Pôvodný zdroj magiem bol chudobný na Rb (veľmi nízke Rb/Sr pomery), ktorý bol sám zmiešaný z dvoch izotopicky rozdielnych hmôt. Táto vlastnosť zdroja spôsobila prejavy mixingu v priebehu generovania granitoidných magiem, čo sa odrazilo na vekoch celohorninových Rb-Sr izochrón, ktoré sú zdanlivo staršie ako U-Pb datovania zirkónov z tých istých hornín. Časť pôvodných magiem (reprezentuje ju skupina 2) už v priebehu svojho výstupu do vyšších častí kôry asimilovala hmotu okolitých hornín (proces úplnej asymilácie), ktoré mali vyšší $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomer, vyšší obsah Rb a nižší obsah Sr, čím vznikli granitoidné horniny skupiny 1. Nie je vylúčené, že kontaminant mohol mať izotopické charakteristiky blízke tým metamorfovaným horninám, ktoré vystupujú na dnešnom povrchu. Evolučné priamky vývoja Sr izotopov v publikovaných vzorkách dokazujú, že časť vzoriek nie je konformná s akceptovaným geochronologickým modelom. Toto konštatovanie plne platí napr. o granitoidných horninách Nízkych Tatier. Porovnanie evolučných grafov z granitoidných a metamorfovaných hornín potvrdzuje, že je nereálne pokladať vyššie metamorfované horniny západokarpatského kryštalinika za zdroj anatekticky vzniknutých granitoidných magiem. Z hľadiska geotektonickej pozície je celkom reálna paralela tatrických a veporických granitoidov s mnohými hercýnskymi granitoidmi Európy, ktoré pravdepodobne nemožno považovať za čisté produkty magmatizmu kontinentálnych okrajov (Liew et al., 1989).

Poďakovanie. Ďakujem prof. J. Burchartovi (ING PAN Varšava) a RNDr. V. Vilinovičovi, CSc. (PF UK Bratislava) za posúdenie práce a za pripomienky, ktoré zlepšili pôvodnú verziu rukopisu.

Literatúra

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch. & Cambel, B. 1986: Rb-Sr izochronnyj vozrast granitoidov veporskogo plutona. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 3, 365 - 374.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Kh., Cambel, B. & Broska, I. 1990: Rb-Sr isochrone dating of granitoids from Tríbeč Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 437 - 442.*

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, 1, 21 - 25.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. & Veselský, J. 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 2, 131 - 140.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. & Veselský, J. 1983: Rezuľtaty Rb-Sr opredelenija vozrasta metamorfičeskich porod kristaliičeskogo kompleksa Malych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 387 - 397.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. & Veselský, J. 1985: Rb-Sr izochronnoje datirovanie granitoidov djumbierskoj zony Nizkych Tatr (Zapadnyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 5, 637 - 645.*

Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovsky, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Arakeliants, M. M. 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 147 - 158.*

Bibikova, E. V., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Yu. V. & Arakeliants, M. M. 1990: U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of Sihla tonalites of Vepor Pluton (Western Carpathians Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 427 - 436.*

Brewer, M. S. & Lippolt, H. J. 1974: Petrogenesis of basement rocks of the Upper Rhine region elucidated by rubidium - strontium systematics. *Contrib. Mineral. Petrology, 45, 123 - 141.*

Broska, I., Bibikova, E. V., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Caňo, F. 1990: Zircon from granitoids rocks of the Tríbeč-Zobor crystalline complex: its typology, chemical and isotopic composition. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 393 - 406.*

Burchart, J. 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra mountains, Poland. *Amer. J. Sci., 266, 895 - 907.*

Cambel, B. 1980: K probleme granitoidnych porod Zapadnych Karpat. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 35, 101 - 110.*

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch. & Dupej, J. 1988: Age of granitoids from the Kohút veporic zone according to Rb-Sr isochrone analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 131*

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch. & Veselský, J.

1989: Rb-Sr geochronology of leucocratic granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and Veporicum. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 3, 323 - 332.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J. 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 183.*

Cambel, B. & Petrík, I. 1982: The West Carpathian granitoids: I/S classification and genetic implications. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 3, 255 - 268.*

Cambel, B., Ščerbak, N. P., Kamenický, L., Bartnickij, E. N. & Veselský, J. 1977: Nekotorije svedenija po geochronologii kristallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannych U-Th, Pb metoda. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 243 - 259.*

Cambel, B. & Vilinovič, V. 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Veda, Bratislava, 248.*

Clemens, J. D. & Vielzenf, D. 1987: Constraints on melting and magma producion in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett., 86, 287* . Chappel, B. V. & White, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacif. Geol., 8, 173 - 174.*

Duthou, J. L., Cantagrel, J. M., Didier, J. & Vialette, Y. 1984: Palaeozoic granitoids from French Massif Central: age and origin studied by $^{87}Rb/^{87}Sr$ system. *Physics Earth Planet. Sci. Lett., 35, 1 - 3, 131 - 144.*

Faure, G. 1979: Principles of isotope geology. *J. Wiley, New York, 464.*

Faure, G. & Powell, J. L. 1972: Strontium isotope geology. *Springer, 188.*

Garrels, R. M. & Mackenzie, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. *W. W. Norton and Comp., New York, 397.*

Heier, K. S. 1978: Rubidium: Rubidium abundance in rock - forming minerals. *In: K. H. Wedepohl (Ed.): Handbook of geochemistry. Springer (Berlin), II/4.*

Hovorka, D. 1979: Genéza variských magmatitov Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 72, 131 - 148.*

Hovorka, D. 1980a: Magmatity Západných Karpát - ich členenie a niektoré problémy. *In: M. Maheľ (Ed.): Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR; kľúčové územia a metódy riešenia. I. časť, Bratislava, 287 - 300.*

Hovorka, D. 1980b: The West Carpathians crust origin and plutonite formation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 523 - 535.*

Kamenický, J. 1968: The pre-mesosoic complexes. *In: M. Maheľ and Buday (Eds.): Regional geology of the Czechoslovakia, II, The West Carpathians, 37 - 50.*

Kovách, A., Svingor, E. & Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Mineralia slov., 11, 1, 71 - 76.*

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

Langmuir, Ch. H., Vocke, R. D. Jr., Hanson, G. N. & Hart, S. R. 1978: A general mixing equation with applications to icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett., 37, 4, 380 - 392.*

Liew, T. C., Finger, F. & Höck, V. 1989: The Moldanubian granitoids plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chem. Geol. (Amsterdam), 76, 41* . Lutz, T. M. & Srogi, L. 1986: Biased isochron ages resulting from subsolidus isotope exchange: a theoretical model and results. *Chem. Geol. (Amsterdam), 56, 63 - 71.*

Michard, A., Gurriet, P., Soundant, M. & Albaréde, F. 1985: Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. cosmochim. Acta, 49, 601 - 610.*

Peterman, Z. E. & Hedge, C. 1978: Strontium: Isotopes in nature. *In: K. H. Wedepohl (Ed.): Handbook of geochemistry. Springer (Berlin), II/4.*

Petrík, I. & Broska, I. 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tríbeč Mts., Western Carpathians: geochemistry and petrology. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 6, 667 - 696.*

Peucat, J. & Vidal, P. 1988: "Isotopic amnesia": Do isotopes fail to record premetamorphic events ? *In: V. Zoubek (Ed.): Precambrian in younger fold belts. J. Wiley and Sons, New York, 50 - 67.*

Pin, Ch. & Duthou, J. L. 1990: Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: Inferences from Nd isotopes and consequence for crustal evolution. *Chem. Geol., 83, 281 - 296.*

Shcherbak, N. P., Cambel, B., Bartnitsky, E. N. & Stepanyuk, L. M. 1990: U-Pb age of granitoid rock from quarry Dubná skala - Malá Fatra Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 407 - 414.*

Taylor, H. P. Jr. 1980: The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett., 47, 2, 243 - 254.*

Vilinovičová, Ľ. 1990: Petrogenesis of gneisses and granitoids from the Strážovské vrchy Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 335 - 376*

Outline of strontium isotope evolution in the crystalline of the Tatric and Veporic units

The age of granitoid magmatism in the Tatric and Veporic units has been limited on the base of geological observations by the Sudetian (325 Ma) and Saale orogenic phases (250 Ma, Kamenický, 1968). However, Rb-Sr whole rock data indicate age span between 390 - 280 Ma. Their meaning, indicating the age of plutonic processes on the Silurian/Devonian boundary, showed guestionable after finding by 40 Ma lower U-Pb zircon ages in some samples (Tab. 4).

Granitoid rocks of the Tatric and Veporic units (tonalite to granite) are very similar for their modal mineralogy and chemical composition, e. g. the agreement between average Rb and Sr contents is remarkable (Tab. 1). Initial ratio values $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$, indicated further as IR_{Sr} are dividing the Tatric and Veporic granitoids into two groups (Fig. 2): IR_{Sr} 0.707 (lst group); IR_{Sr} 0.706 (2nd group) and the variability of these values within each group is extremely low. Between both groups are already visible differences in average Rb and Sr contents. The lst group displays in relation with the original, tectonic subdivision higher Rb content and the 2nd group higher Sr content (Tab. 2, Fig. 3).

Model of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio evolution in analyzed granitoid samples from recent state to the past is shown in Figs. 4 to 9. As expected, most of the lines creates in fact well defined intersections the position of which in the plots refers to their isochrone Rb-Sr ages and to the determined initial ratio. Also plots from metamorphic rocks (Little Carpathians, Fig. 5 and anatectic granite of the Králička type, Fig. 7) are shown for comparison. Evolutionary lines for samples of the 2nd group are crossing near over the limit of the basalt field (vertical hachure). Typical representant of this group are the granitoids assigned as the Sihla type (Fig. 9), part of samples

from the Tríbeč Mts. (Fig. 8) as well as from the Malá and Veľká Fatra Mts. They represent rocks generated from a source for which a longer crustal history may not be substantiated, part of samples does not match the model; two samples of the Ďumbier pluton are worth of mention for which Sr evolution lines and their $^{207}Pb/^{206}Pb$ age (Cambel et al., 1977) indicate events more than 600 Ma old events (Fig. 6, dotted lines).

Also the distribution of Rb/Sr ratios in the Veporic unit is remarkable (Fig. 9). Both groups display concentration of values in 0.1 - 0.2 (dense hachure) and 0.4 - 0.55 (scarce hachure) intervals. The possible interpretation will be given later.

Possible reasons of differences in U-Pb and Rb-Sr dating

Tab. 4 compares results of U-Pb and Rb-Sr dating. Most of the samples show constant 40 Ma difference in favour of Rb-Sr dating. All analyzed samples from the Tatric and Veporic units create significant hyperbolic functions in plots $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Sr in ppm (Fig. 11) and a similar classification can be given also for the IR_{Sr} vs. Sr in ppm plot. In the case when Sr contents in plots are substituted by their reverse values, the hyperbolic function changes to a linear one. Such relations between Sr concentrations and their isotopic compositions are indicating mixing processes (Faure, 1979), hence the concept for the explanation of differences between Rb-Sr and U-Pb dating is in mixing processes of two isotopically different masses displaying different Sr concentrations. The tangent value of the mixing line slope is about $5.7 . 10^{-4}$ and in fact represents the age discordance between Rb-Sr and U-Pb ages.

Possible sources of granitoid magmas

Data on chemical and isotopic composition of West Carpathian granitoid rocks have been stimulated by papers dealing with magma source definitions in the area (Hovorka, 1979, 1980a, 1980b; Cambel, 1980; Cambel and Petrík, 1982). Field observations and geochemistry of some oxides preferred the concept of anatectic, crustal source of granitoid massifs. The source material for these, according to Hovorka (l. c.) S-type granites was supplied by greywackes. However the subsequent geochemical analysis (Cambel and Petrík, 1982) discovered their marked convergency to mantle sources (I-type).

It may be deduced that low IR_{Sr} values in granitoids of the Tatric and Veporic units, mainly that of the 2nd group, are caused by significant volume of mantle material in their source. As it was already mentioned, there are indices that the source was isotopically inhomogenous, what may be explained by the mixing of mantle and crustal material. As shown by Clemens, Vielzenf (1987), mixture of clay minerals from continental crust with submarine weathered basalts represents potentially highly fertile magma source. This type of source is preferred also on the base of isotopic data for many of Variscan granitoids in Europe (see Pin and Duthou, 1990).

This source had been possible producent of magmas with low IR_{Sr} values not exceeding 0.706 (2nd group). Part of these magmas assimilated substantial volumes of neighbor crustal rocks by what the 1st group originated with higher IR_{Sr}, higher Rb and lower Sr contents but maintaining characteristic features of the 2nd group (e. g. distribution of the Rb/Sr ratio in the Veporic unit, Figs. 9, 14). Hence the main difference between the distinguished two groups of granitoid rocks is in the volume of crustal material which is in both groups different. The presence of older crustal material in granitoids is documented by discordant U-Pb ages of zircons, frequent in Tatric and Veporic granitoid samples . Comparison of strontium isotopic evolution models in metamorphic and granitoid rocks (Little Carpathians, anatectic Králička granite) confirms that the source of granitoids were in any case the higher metamorphic rocks of the West Carpathian crystalline enclosing the granitoid bodies.

Mineralia slovaca 24, (1992), 209 - 218

Oxygen and carbon isotopic analysis of Karpatian foraminifera from LKŠ-1 borehole (Southern Slovakian Basin)

KATARÍNA ŠUTOVSKÁ[1] and JÁN KANTOR[2]
[1]Department of Paleontology, Charles University, Albertov 6, 128 43 Prague 2, Czecho-Slovakia
[2]Leškova 7, 810 00 Bratislava, Czecho-slovakia

(Received December 30, 1991, revised version received February 26, 1992)

Abstract

First analysis of carbon and oxygen stable isotopes in foraminiferal tests have been conducted in Karpatian of the Western Carpathians. Temperature during Karpatian was relativelly constant, moderate cooling is supposed in lower part of Karpatian, moderate rise is supposed in upper part. An influence of meteoric water on a isotopic composition of sea-water is probable. Carbon isotopic data as well as evaluations of abundance of foraminiferal and calcareous nannoplankton thanatocenosis show an increase of paleoproductivity of fossiliable planktonic groups during the Karpatian.

Introduction

Analyzed samples from LKŠ-1 borehole represent a typical development of the Karpatian "schlier" sediment. The borehole is situated near settlement Hámor in the southern part of Southern Slovakian Basin, SW of the town Lučenec. On the basis of the oxygen and carbon isotopic study we aimed to give next data about a paleoenvironment of the marine basin during sedimentation of the Karpatian schlier which till now have been evaluated only by paleontological data.

Basic information about lithology, biostratigraphy and foraminiferal and calcareous nannoplankton thanatocenosis from borehole LKŠ-1 are given in Fig. 1. Litology and stratigraphy of borehole is described by Škvarka et al. (1990). Foraminiferal thanatocenosis from studied borehole are characterized in detail by Zlinská and Šutovská (1991).

Methods

Standard micropaleontological methods were used for separation of foraminifers: 600 g of dry rock was washed. 200 specimens of planktonic foraminifera, 300 specimens of benthonic foraminifers and 500 specimens of calcareous nannoplankton were used for quantitative taxonomic evaluation of the thanatocenosis. The abundance of thanatocenosis was expressed as a percentage of foraminifers in rock according to the formula:

$$P = \frac{m_{foram} \times m_{wash}}{m_{rock}}$$

where m_{foram} is weight of foraminiferal tests in 1 g of washing residue, m_{wash} is weight of washing residue and m_{rock} is weight of washed rock (600 g).

Abundance as a measure of paleoproductivity of calcareous nannoplankton and diatoms thanatocenosis was evaluated as the number of specimens in one drop taken from a suspension of the studied sediments in fixed chemical and physical condition (Šutovská, in press). Following groups of foraminifera were used for isotopic analysis:

1. Small pentacamerate (*Globigerina* ex gr. *concinna* Rss.) and tetracamarate (*Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow) globigerinas connected each other with transitional morphotypes. *Globigerina bulloides* Orb., from ecological point of view are probably the most similar Recent species, lives mainly in moderate climate (Kennett, 1976). Thunell (1981), Durazii (1981) and Curry and Matthews (1981) showed a correlation between isotopic composition of *Globigerina bulloides* tests and latitude. ^{18}O-enriched tests come from higher latitude and from deeper biotops. Kahn and Williams (1981) and Deuser et al. (1981) stud-

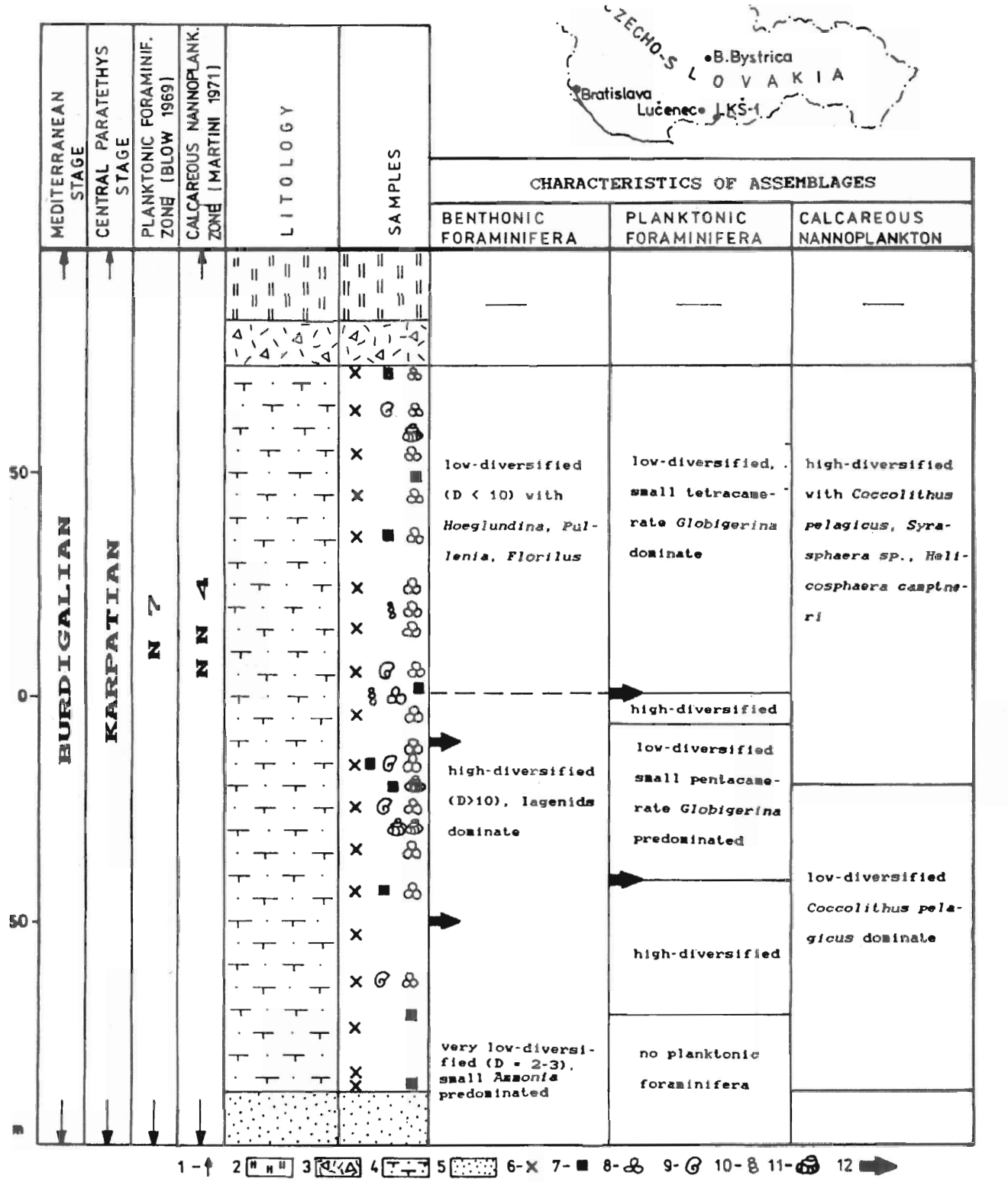


Fig. 1. Localization of borehole LKŠ, characteristics of Karpatian in LKŠ-1 borehole. 1 - stages (zones) have larger stratigraphical ranges, 2 - Quaternary, 3 - Badenian volcanoclastic rocks. 4 - Karpatian shlier, 5 - sandstone, 6 - quantitative evaluated thanatocenosis of benthonic and planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton, 7-11 - samples for oxygen and carbon stabile isotopic analysis of: 7 - carbonates from total rock, 8 - tests of planktonic foraminifera, 9 - tests of *Florilus communis* (Orb.), 10 - tests of rotaliid benthonic foraminifers, 11 - shells of Lamellibranchiata, 12 - breaks in structure of fossil thanatocenosis.

ied influence of "vital" isotope effects upon an isotopic composition of tests and showed that the isotopic composition of foraminiferal tests is in isotopic equilibrium with an ambient seawater.

Even if the changes of depth habitat of planktonic foraminifera from Karpatian to Recent are not eliminated, depth habitat about 100 m is considered for Karpatian *Globigerina* ex gr. *praebulloides*, on the base of the recent observation of *Globigerina bulloides* (50 - 100 m according to Bé 1977, 50 - 200 m according to Hemleben and Spindler, 1983).

A variation in isotopic composition of tests among different ontogenetic stages was eliminated by a selection of comparable-size specimens.

2. *Florilus communis* (Orb.) was selected for an isotopic analysis as the most abundant benthonic species in studied thanatocenosis.

On the base of its presence in ecologically different type of benthonic foraminiferal thanatocenosis, large paleoecological variability of Florilus communis is considered. Jiříček (1978) gives comparable paleoecological conclusion for the species. "Vital effects" in the $^{18}O/^{16}O$-ratios of *Florilus communis* have not been studied.

3. All rotaliid species of benthonic foraminifera have been analyzed from 3 samples (81.5 m, 96 m, 100 m) with very diversified benthonic foraminiferal thanatocenosis. An influence of different "vital effects" of various species upon results of isotopic analysis is expected and these isotopic data are evaluated only as approximate ones. The most abundant geni in the samples are: *Lenticulina, Pullenia, Gyroidina, Stillostomella, Melonis, Hoeglundina* and *Florilus.*

An isotopic fluctuation between foraminiferal tests and carbonates from sediments during diagenesis of schlier have not been studied in our samples. Erez and Honjo (1981) demonstrated an increase of the $^{18}O/^{16}O$-ratio in fossil tests.

Some foraminiferal tests without a filling of chambers were selected for isotopic analysis. They were separated by flotation. 200 mg of tests cleaned by ultrasonic bath were isotopically analyzed. The tests were heated at 470 °C in vacuum aparature for half an hour for the decomposition of organic matter.

Isotopic composition of CO_2 gas evolved from the carbonate when reacted with 100 % H_3PO_4 at 25 °C was used for calculation of paleotemperature and paleosalinity. The CO_2 gas was cleaning from H_2O by freezing, melting into capillaries and analyzed by mass spectrometer MAT-250. Relative enrichment of the tests by some isotopes in comparison with PDB standard was calculated using the equation of Craig (1957)

$$\delta_{SA}(‰) = \left[\frac{R_{SA}}{R_{st}} - 1 \right] \cdot 10^3$$

where $R = {}^{13}C/{}^{12}C$ or $^{18}O/^{16}O$, R_{SA} is related to a sample, Rst is related to the standard.

During isotopic measurement the samples were compared with the secondary standard of Geological istitute of Dionýz Štúr and than they were recalculated to PBD international standard. All isotopic analyses were made by Kovářová and Rúčka from GÚDŠ.

The equation of Epstein et al. (1953) was used for calculation of paleotemperature:

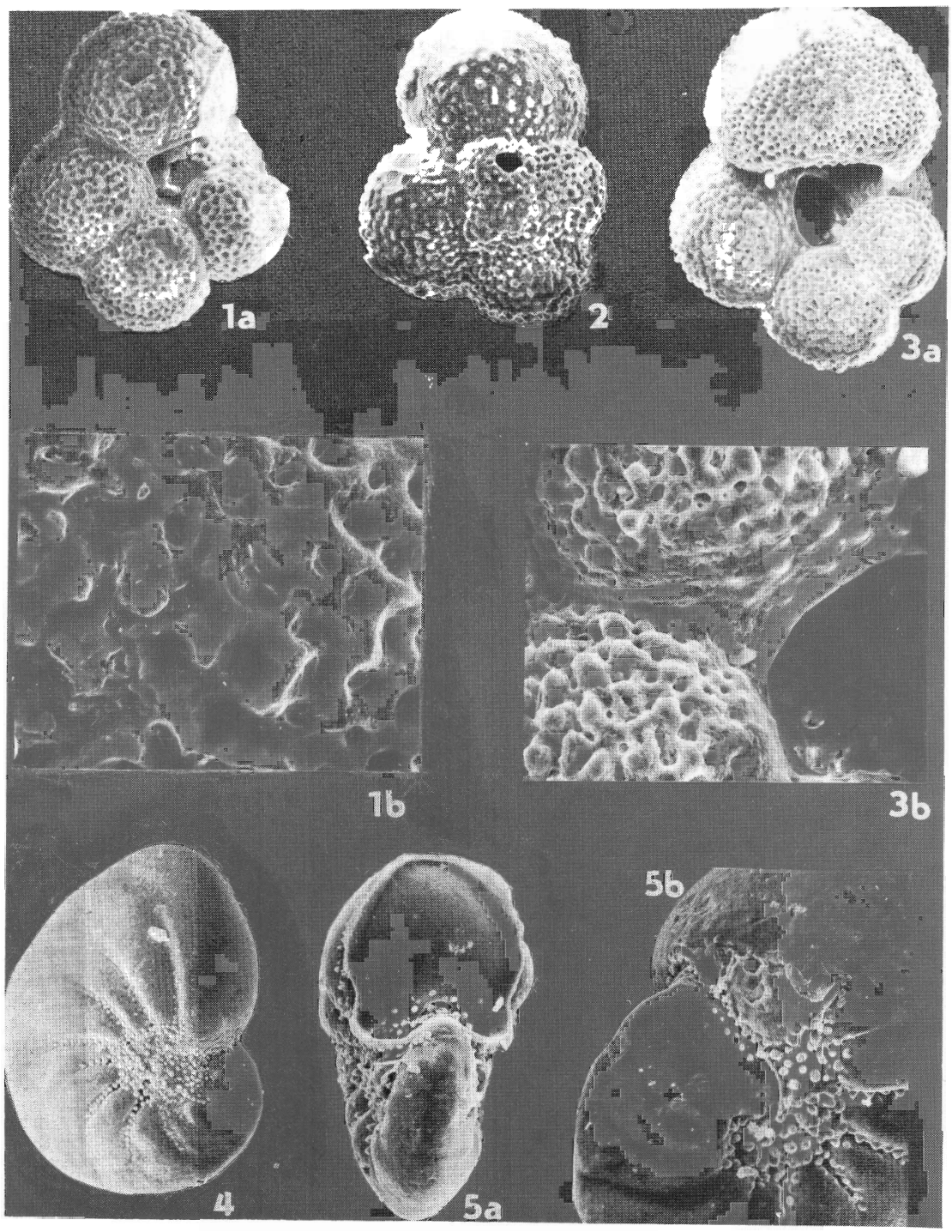
$$t(°C) = 16.5 - 4.3\,(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w) + \\ + 0.14\,(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w)^2$$

where $\delta^{18}O_c$ is the corrected $\delta^{18}O$ of CO_2 obtained from the carbonate by reaction with phosphoric acid at 25 °C with respect to the mass spectrometer working-standard gas and $\delta^{18}O_w$ is the corrected $\delta^{18}O$ of CO_2 equilibrated isotopically with the water from which the carbonate was precipitated measured againts the same mass spectrometer working-standard gas used for the carbonate analysis. The δ_w symbol used in this paper is the $\delta^{18}O$ of the original sea-water reported relative to SMOW standard.

Paleoenvironmental interpretation of oxygen and carbon stable isotope data

Every paleoecological factor has been evaluated independently. A relationship among an evaluation of the paleotemperature and δ_w value is given by the Epstein´s equation. Oxygen isotopic composition of sea-water.

Practically no report about paleoceanology of Early Miocene Central Paratethys exists, on the base of which a δ_w value of sea water could be



Pl 1. 1 - *Globigerina concinna* Reuss, borehole LKŠ-1, 135 m, 1a - umbilical side, 270x, 1b - detail of wall, 1100x; 2 - *Globigerina praebulloides* Blow, spiral side, 280x, borehole LKŠ-1, 96 m; 3 - *Globigerina praebulloides* Blow, borehole LKŠ-1, 36 m, 3a - umbilical side, 250x, 3b - detail of aperture, 850x; 4 - *Florilus communis* (d'Orbigny), borehole LKŠ-1, 36 m, 150x; 5 - *Florilus communis* (d'Orbigny), borehole LKŠ-1, 96 m, 5a - side view, 180x, 5b - detail of umbilicus, 550x.

evaluated for specific Paratethys conditions. For that reason the paleotemperature have been calculated for several values: δ_w = 0 (value characteristic for Recent oceanic water), δ_w = -1 or -0.5 (value with an influence of meteoric water), δ_w = +1.2 (value characteristic for hypersalinitic water)

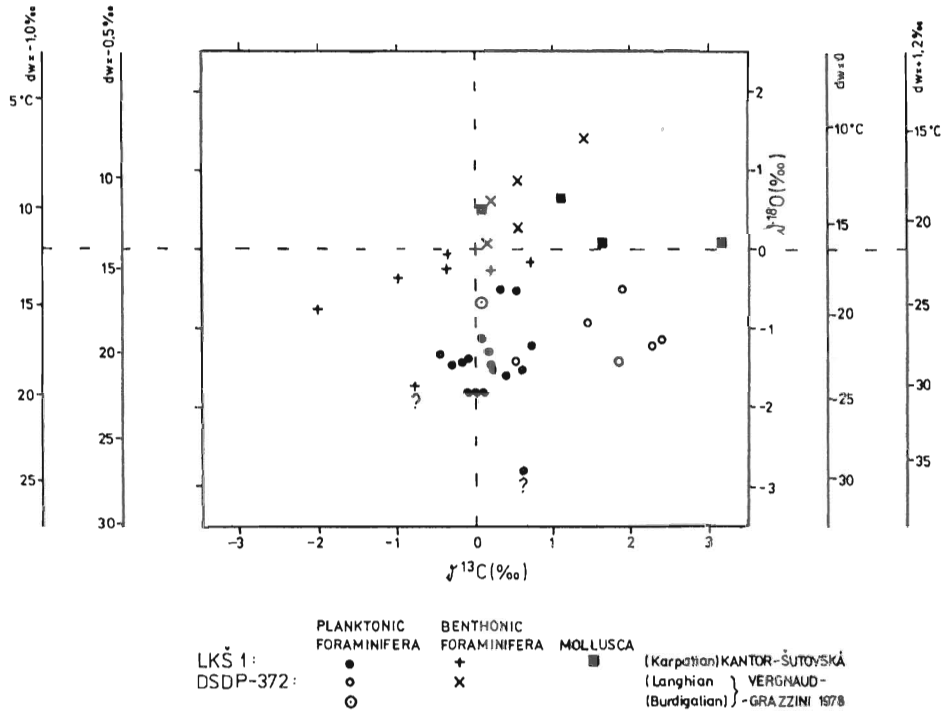


Fig. 2. Values of δ ^{18}O (‰) and δ ^{13}C (‰) in tests of Foraminifera and Lamellibranchiata from the boreholes LKŠ-1 and DSDP-372.

(Fig. 2). The most probable δ_w value gives the most probable value of paleotemperature corresponded with paleotemperature proposed for Karpatian on the basis of the microfloristical study (Planderová, 1990). We suppose that paleotemperature calculated according to isotopic analysis of planktonic foraminiferal tests relates to water temperature in the depth of 100 m. They are too high for hypersalinitic environment (δ_w = +1.2; t = 28.4 °C) and probably also for standard oceanic environment (δ_w = 0; t = 22.4 °C).(Fig. 2). The most probable δ_w value gives the most probable value of paleotemperature corresponded with paleotemperature proposed for Karpatian on the basis of the microfloristical study (Planderová, 1990). We suppose that paleotemperature calculated according to isotopic analysis of planktonic foraminiferal tests relates to water temperature in the depth of 100 m. They are too high for hypersalinitic environment (δ_w = +1.2; t = 28.4 °C) and probably also for standard oceanic environment (δ_w = 0; t = 22.4 °C). The most probable values of δ_w value are the negative ones characterizing a paleoenvironment with an influence of continental water. The paleoenvironment with the inflow of river water prevailing over an evaporation is proposed for Karpatian by Brzobohatý (1987).

The fluctuation of oxygen isotopic composition of foraminiferal tests between 115 - 96 m of the borehole could be a result of a penetration of oceanic water characterized by different δ_w value to studied marine basin. The fluctuation of isotopic composition is in agreement with faunal break (=changes in composition of foraminiferal and calcareous nannoplankton thanatocenosis).

Paleotemperature

Absolute paleotemperature cannot be counted because of δ_w value is unknown. Fig. 2 shows the paleotemperatures for different δ_w value.

Relative changes of paleotemperature during Karpatian can be evaluated more accurately. Changes of oxygen isotopic composition of foraminiferal tests can be considered for changes of paleotemperature in case of stenohaline conditions. Stenohaline paleoenvironment is suspected for marine basin in which formed upper 150 m of schlier on the base of the composition of benthic foraminiferal thanatocenosis. In an interval a decrease of paleotemper-

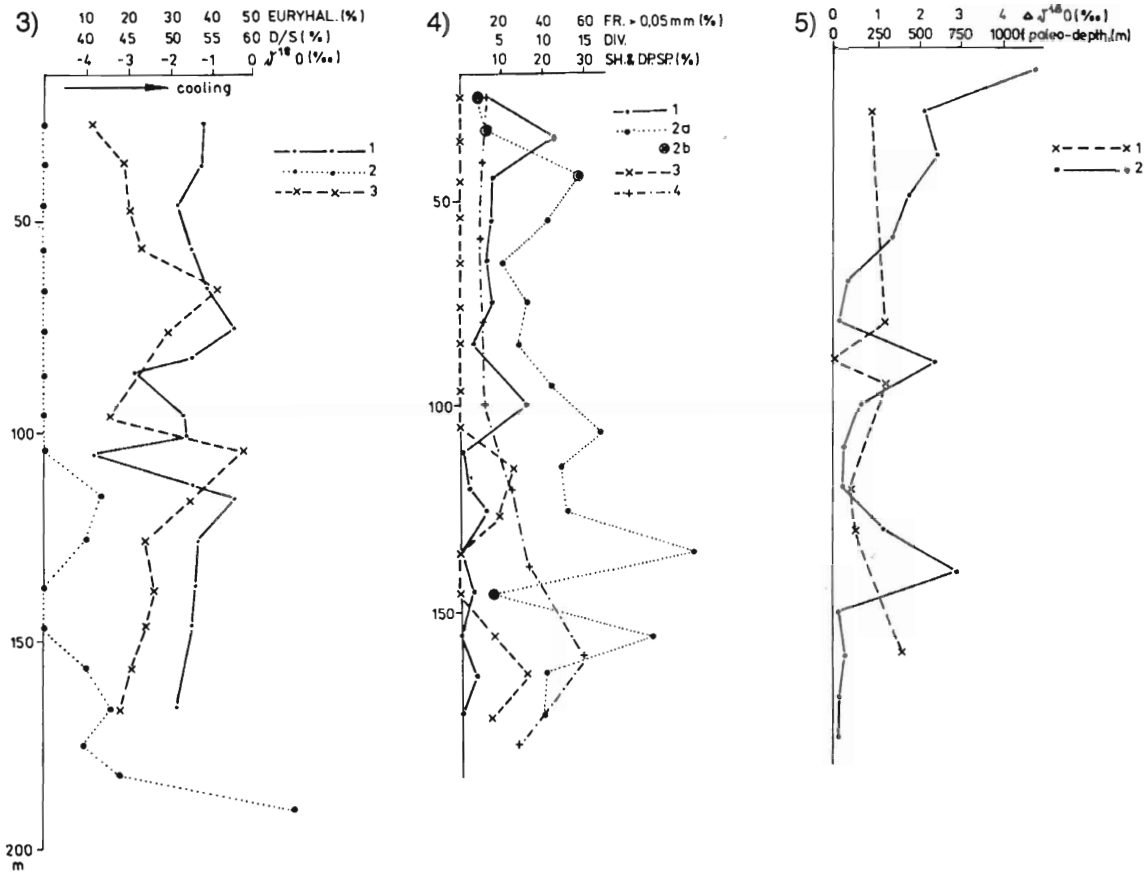


Fig. 3. Values of $\delta^{18}O$ (‰) in test of planktonic foraminifera (1, $\delta^{18}O$) correlated with percentage of euryhalinic species in thanatocenosis of benthonic thanatocenosis of benthonic foraminifera (2; EURYHAL) and coiling ratio of *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow (3; D/S).

Fig. 4. Data for estimation of paleodepth on the basis of a composition of foraminiferal thanatocenosis: percentage of shallow-water species (3; SH.SP.), percentage of deep-water species (1; DP.SP), diversity of benthonic foraminiferal thanatocenosis (2a; DIV), for marked samples (2a) was interpreted. Paleodepth more then 500 m in which diversity can decrease; granularity appreciated by a percentage of fraction of grain-size more than 0.05 mm (4; FR > 0.05 mm).

Fig. 5. Estimation of paleodepth on the basis of P/B ratio according to equation of van der Zwaan et al. (1990) (2; PALEODEPTH) correlated with differences between oxygen isotopic composition of tests of benthonic and planktonic foraminifera (1; $\delta^{18}O$).

ature between 150 - 125 m of borehole, an increase of temperature between 75 - 45 m and a decrease in the uppermost part of borehole is suspected. On the whole a moderate increase of a paleotemperature is observed during Karpatian which is in agreement with to paleoclimatological data from palynological study (Planderová, 1990).

The changes of paleotemperature determined on the basis of oxygen isotopic analysis have been correlated with coiling ratio changes in Globigerina ex gr. praebulloides. The ratio of the dextral and sinistral specimens was used as an indicator of paleotemperature - percentages of dextral specimens increase to the high latitude (Boltovskoy, 1976; Malmgremm and Kennett, 1977) though oxygen isotopic analysis cannot explicitly show differences between oxygen isotopic composition of dextral and sinistral tests of planktonic foraminifera (Kahn and Williams, 1981). Our results showed a correlation between oxygen isotopic composition and coiling ratio of foraminiferal tests (Fig. 3) except to the interval of "fluctuation in oxygen isotopic composition" between 125 - 96 m of the borehole.

Paleosalinity

To evaluate of paleosalinity changes in percentages of euryhaline taxons of foraminifera (Ammonia, Elphidium, Porosononion, miliolids) have been counted (Fig. 3). Based on this characteristics and on the low-diversity value of benthonic foraminiferal thanatocenosis, typical hyposalinic paleoenvironment was recognize in the lowermost part of

the profile (below 180 m of borehole) which has not been isotopically analyzed. Stable full-marine paleoenvironment can be suspected above 150 m of borehole. A decrease of ^{18}O in the samples 165 m could be caused by decrease of salinity.

Paleodepth

Paleodepth has been estimated on the basis of the diversity of benthonic foraminiferal thanatocenosis (maximal diversity is supposed for the depth about 300 m; Murray, 1973), the percentage of shallow-water species (Ammonia, Elphidium, miliolids, epiphytic species), the percentage of deep-water species (Sphaeroidina, Pullenia, Melonis; though in Karpatian shallower biotope is supposed for them as in Recent) and granulometry of studied sediments (Fig. 4). On the basis of P/B-ratio the absolute paleodepth have been calculated according to the equation derived by van der Zwaan et al. (1990):

$$\text{Depth} = e^{[3.58718 + (0.03534\ \%\ P)]}$$

where P is percentage of planktonic foraminifera.

Micropaleontological data show 3 periods of a deepening of the basin during deposition of studied sediments: 1. on the level of 150 - 130 m; 2. on the level about 100 m; 3. above 65 m of borehole. Maximal paleodepth 500 - 700 m have been calculated for periods of the deepening of basin, in the periods of "shallow basin" the paleodepth was not more then 100 m. These results have been correlated with the results of oxygen isotopic analysis: changes of paleodepth was reduced only to the differences between temperatures of bottom and surface water. The difference between paleotemperatures of life habitat of benthonic and planktonic foraminifers was calculated. This simplification is questionable because any paleoceanological model of thermoclines from studied region does not exist for Karpatian. On the basis of correlation with thermocline in Recent Atlantic Ocean (31°34′ N and 55°03′W - Erez and Honjo, 1981) have been estimated the average paleodepth about 500 m for the difference 5 °C between the of temperature of life habitat of the planktonic foraminifera (100 m) and benthonic foraminifera (bottom) 5 °C. The average paleodepths calculated on the basis of isotopic analysis as well as on the basis of the planktonic/benthonic (P/B)-ratio are approximately equal. The trends of changes of paleodepth are different (Fig. 5). It could be caused by another model of thermocline as well as low density of sampling. The validity of the function describing correlation between P/B ratio and depth could be limited, too.

Paleoproductivity

Changes of carbon isotopic composition is considered as an indicator of changes in productivity (e. g. Anderson and Steinmetz, 1983). For this reason carbon isotopic composition was correlated with abundance of benthonic and planktonic foraminifera, siliceuos plankton (diatoms), and calcareous nannoplankton (Fig. 6). The most important correlation was observed between carbon isotopic composition of rock carbonates and abundance of calcareous nannoplankton. It can show that the important part of carbonates in shlier sediment originate from the coccoliths. On the basis of this correlation a paleoenvironment with low productivity in lower part of borehole (below 140 m) and higher productivity in upper parts of borehole is supposed. It is interesting that abundance of both planktonic and benthonic foraminifers correlate better with carbon isotopic composition of rock carbonates than with carbon isotopic composition of their tests.

Comparison with another regions

Comparable stable isotopic data has not be found from another part of Early Miocene of the Central Paratethys. Only a paralelization with Tethys region is possible. The most isochronal data was presented by Vergaurd-Grazzini (1976) for Langhian and partly Burdigalian (Fig. 2). Oxygen isotopic composition of our material and material of Vergaurd-Grazzini (1976) is sirnilar, however some differences exist between carbon isotopic composition. The similar δ_w value is given for the Mediterranean sea: - 1.2 ‰ (Shackleton and Kennett, 1975). 0.9 ‰ (Verguard-Grazzini, 1983) in comparison with δ_w = -1 supposed for Karpatian of the Central Paratethys in this paper. Both of these regions had probably different hydrographical regime as an

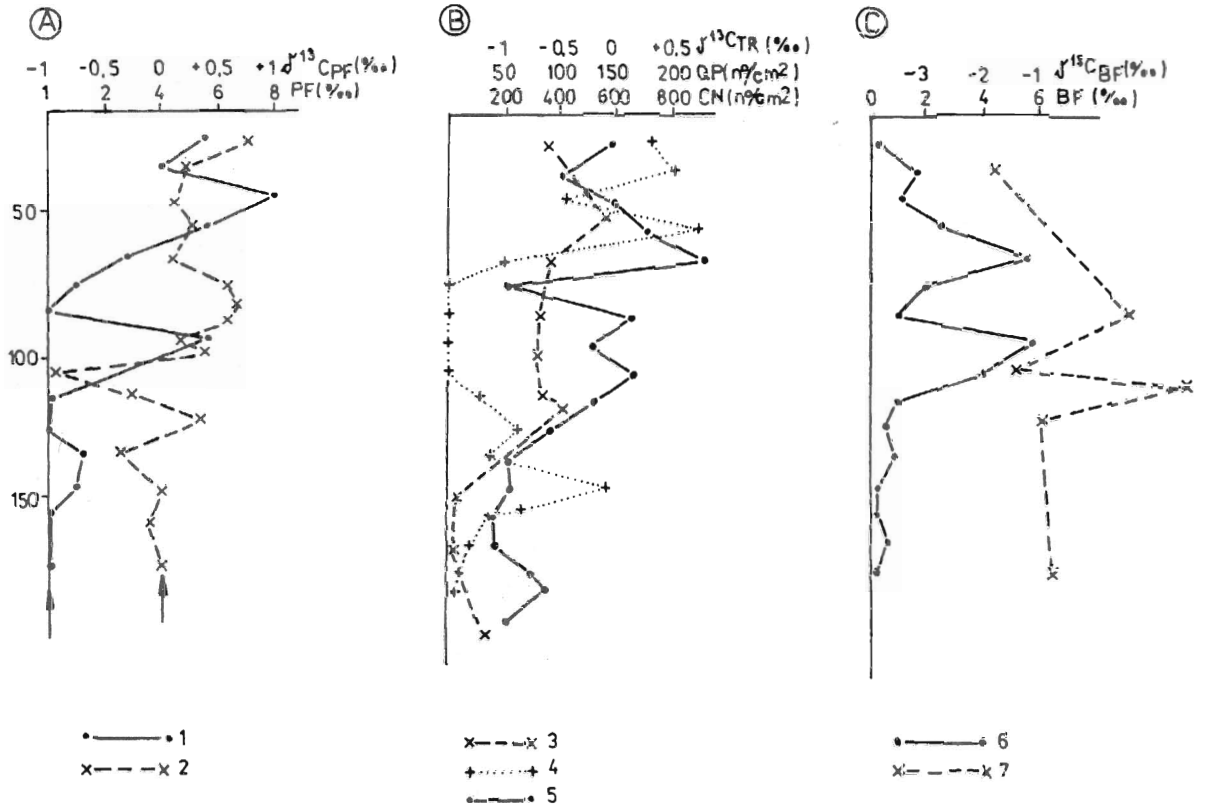


Fig. 6. Correlation of carbon isotopic composition of tests of planktonic foraminifera (1; $\delta\ ^{13}C_{PF}$), benthonic foraminifera (7; $\delta\ ^{13}C_{BF}$) and carbonates from total rock (3; $\delta^{13}C_{TR}$) with productivity of planktonic foraminifera (2; PF), benthonic foraminifera (6; BF), calcareous nannoplankton (5; CN) and diatoms (4; QP). Procedure of evaluation of productivity is described in the text.

open ocean. It resulted from comparison of stable isotopic composition of benthonic foraminiferal tests from the Atlantic (Miller and Katz, 1987) Mediterranean (Verguard-Grazzini, 1983) and the Central Paratethys (our report). Decrease of $\delta^{18}O$ was observed in succession the Atlantic ocean - Mediterranean - Paratethys.

Conclusion

1. Oxygen isotopic composition of "Southern Slovakian Karpatian sea" was different from the composition of Recent oceanic water. An influence of meteoric water on the isotopic composition of seawater is probable (negative value of δ_w).

2. Temperature during Karpatian is relatively constant, moderate cooling is supposed in lower part of Karpatian, moderate rise of temperature is supposed in upper part. The changes of paleotemperature can be correlated with coiling ratio of *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow.

3. The lowermost part of Karpatian Schlier sequences have been characterized by hyposaline paleoenvironment which influenced upon a oxygen isotopic composition.

4. Paleoproductivity of fosiliable microplankton groups in "Southern Slovakian Karpatian sea" water was appreciate by abundance of calcareous nannoplankton, diatoms, planktonic and benthonic foraminifers as well as carbon isotopic composition of planktonic and benthonic foraminiferal tests, and rock carbonates. Good correlation of all trends shows low paleoproductivity in lower part of the profile and higher paleoproductivity in upper part.

5. There is about 30 m thick layer in the middle of borehole characterized by oscillation of stable isotopic composition and by a break in composition of foraminiferal and calcareous nannoplankton thanatocenosis. The event has been interpreted as consequence of an injection of oceanic water with different chemical composition and different fauna into studied region.

6. Stable isotopic composition of foraminiferal tests from Karpatian of LKŠ-1 borehole has been correlated with analogical isotopic data from the Mediterranean and the Atlantic ocean. The correlation shows a trend to decrease $\delta^{18}O$ in benthonic foraminiferal tests from open ocean to the Mediterranean and studied the part of the Paratethys which can be a consequence of different hydrographical and paleotemperatural conditions as well as of the different value of $\delta^{18}O$ in their water.

References

Anderson, F. F. & Steinmetz, J. C. 1983: Stable isotopes in calcareous nannofissils: potential application to deep-sea paleoenvironmental reconstruction during the Quaternary. *Utrecht micropaleontol. Bull., 189 - 204.*

Bé, A. W. H. 1977: An ecological, zoogeographic and taxonomical review of Recent planktonic foraminifera. In: *Ramsay, A. T. S. (Ed.): Oceanic micropaleontology, Academic Press, 1, 1 - 100.*

Brzobohatý, R. 1987: Poznámky k paleogeografii miocénních pánví Centrální Paratethydy z pohledu otolitových faun. *Knih. Zem. Plyn Nafta. 6b, Miscellanea micropaleont. II-2, 101 - 112.*

Boltovskoy, E. 1976: Distribution of Recent Foraminifera of the South American Region. In: *Hedley, R. H. & Adams, C. G. (Eds.): Foraminifera, 2, 171 - 236.*

Craig, H. 1957: Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim. *Cosmochim. Acta (London), 12, 133 - 149.*

Curry, W. B. & Matthews, R. K. 1981: Equilibrium ^{18}O fractionation in small size fraction planktic foraminifera: Evidence from Recent Indian Ocean sediments. *Mar. Micropaleont., 6, 327 - 337.*

Deuser, W. G., Ross, E. H., Hemleben, C. & Spindler, M. 1981: Seasonal changes in species composition, numbers, mass, size and isotopic composition of planktonic foraminifera setlling into the deep Sargasso Sea. Paleoecol., Paleoclim., *Paleogeogr., 33, 103*

Durazzi, J. T. 1981: Stable-isotope studies of planktonic Foraminifera in North Atlantic core tops. *Paleoecol., Paleoclimat., Paleogeogr., 33, 157 - 172.*

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. & Urey, H. C. 1953: Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Geol. Soc. Amer. Bull., 64, 1315 - 1326.

Erez, J. & Honjo, S. 1981: Comparison of isotopic composition of planktonic Foraminifera in plankton tows, sediment traps and sediments. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleogeogr., 33, 129 - 156.*

Hemleben, Ch. & Spindler, M. 1983: Recent advances in research on living planktonic Foraminifera. *Utrecht micropaleont. Bull., 30, 141 - 170.*

Jiříček, R. 1978: Mikropaleontologie a její nové aplikace v geologickém průzkumu. Zem. *Plyn Nafta, 23, 4a, 717 - 730.*

Kahn, M. I. & Williams, D. F. 1981: Oxygen and carbon isotopic composition of living planktonic foraminifera from the northeast Pacific Ocean. *Paleoecol., Paleoclimat., Paleogeogr., 33, 47 - 69.*

Kennett, J. P. 1976: Phenotypic variation in some Recent and Late Cenosoic planktonic Foraminifera. In: Hedley, R. H. & Adams, C. G. (Eds.): Foraminifera 2. *Academic Press, 111 - 170.*

Malmgren, B. A. & Kennett, J. P. 1977: Biometric differentation between Recent Globigerina bulloides and Globigerina falconensis in the Southern Indian Ocean. J. foram. *Research., 7, 2, 130 - 148.*

Miller, K. G. & Katz, M. E. 1987: Oligocene to Miocene benthic foraminiferal and abyssal circulation changes in the North Atlantic. *Micropaleont. 33(2), 97 - 149.*

Murray, J. W. 1973: Distribution and ecology of living bentick foraminifers. *Heinemann Educ. Books Ltd., 1 - 274.*

Planderová, E. 1990: Microfloristic changes during the Miocene in Central Paratethys region. *Proc. Symposium "Paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary", Praque 1989, 215 - 222.*

Shackleton, N. J. & Kennett, J. P. 1975: Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U. S. Government Printing Office, 29, 743 - 755.*

Škvarka, L., Vass, D., Ondrejíčková, A. & Elečko, M. 1990: Nové poznatky o južnej časti strhársko-trenčskej prepadliny. *Geol. Práce, Spr., 69 - 74.*

Thunell, R. C. 1981: Late Miocene-Early Pliocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of low-latitude marine sequences. *Mar. Micropaleont., 6, 71 - 90.*

Vergaurd-Grazzini, C. 1976: Non-equilibrium isotopic composition of shells of planktonic foraminifera in the Mediterranean Sea. *Paleoeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 20, 263 - 276.*

Vergaurd-Grazzini, C. 1983: Reconstruction of Mediterranean Late Cenozoic hydrography by means of carbon isotope analysis. Utrecht micropaleont. *Bull., 30, 25 - 47.*

van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J.& de Stigter, H. C. 1990: The depth dependency of planktonic/benthonic foraminiferal ratios: Constraints and applications. Mar. *Geology, 95, 1 - 16.*

Zlinská, A. & Šutovská, K. 1990: Biostratigrafické a paleoekologické zhodnotenie vrtu LKŠ-1 na základe foraminifer (Lučenecká kotlina). *Mineralia slov., 22, 336 - 343.*

Izotopové analýzy kyslíka a uhlíka vo foraminiferách karpatu z vrtu LKŠ-1 (juhoslovenská panva)

Zo spodného miocénu centrálnej Paratetýdy sa prvýkrát analyzovali stabilné izotopy kyslíka a uhlíka v schránkach planktonických a bentóznych foraminifer. Spracované boli vzorky z vrtu LKŠ-1 z južnej časti juhoslovenskej panvy. Na základe zmien izotopového zloženia kyslíka sa zhodnotili zmeny teploty počas karpatu. Teplota v priebehu sedimentácie šlírových sedimentov karpatu bola relatívne stabilná a na konci karpatu možno predpokladať jej mierny vzostup. Vypočítať absolútnu hodnotu paleotemperatúr nemožno, lebo izotopové zloženie morskej vody v karpate centrálnej Paratetýdy nie je známe. Dá sa predpokladať, že hodnoty δw, charakterizujúce izotopové zloženie morskej vody, boli záporné, pretože paleotemperatúry vypočítané ako pre kladné, tak aj pre nulovú hodnotu δ_w (obr. 2) zodpovedajú tropickej klíme, ktorá vzhľadom na palynologické štúdiá (Planderová, 1990) nie je pre karpat v spracovanom území pravdepodobná. Záporné hodnoty δ_w indikujú vplyv kontinentálnych vôd na izotopové zloženie morskej vody.

Izotopové zloženie uhlíka, ako aj zhodnotenie abundancie spoločenstiev poukazuje na zvyšovanie ich produktivity v priebehu karpatu.

RECENZIA

M. Suk, D. Ďurica, V. Obstová a E. Staňková: **Hluboké vrty v Čechách a na Moravě a jejich geologické výsledky** (vyšlo v nakladateľstve Gabriel v roku 1991, má 170 strán, 61 obrázkov a 24 tabuliek, náklad 1200 ex., Ministerstvo pre hospodársku politiku a rozvoj ČR)

V nakladateľstve Gabriel vyšla veľmi cenná publikácia zahŕňajúca prehľad o najhlbších vrtoch v Českej republike (údaje sú aj o niektorých vrtoch zo Slovenskej republiky), ktorý obsahuje označenie (názov) vrtu, rok jeho ukončenia, hĺbku, nadmorskú výšku, organizáciu, ktorá vrt realizovala, vrtom zastihnuté geologické jednotky, číslo správy (posudku), v ktorej je vrt opísaný a literatúru o ňom. Tieto údaje autori spracovali v tabuľkách, ale priložené sú aj geologické profily niektorých vrtov, ako aj sprievodný text. Ide teda o základné údaje pre každého geológa, bez ktorých sa naozaj nemôže v práci zaobísť. Okrem geologických dát sú v práci aj prehľadné tabuľky o technických parametroch vrtov (napr. akou vrtnou súpravou sa dosiahla najhlbšia hĺbka, najväčšie odvrty dlatom a korunkou, náklady na prevádzku vrtných súprav, priemerná cena za 1 m vrtu podľa hĺbky, trvanie vŕtania v rokoch 1976 - 1980), a tak poslúži aj technikom, ktorí vrty projektujú a realizujú. Cenné sú aj tabuľky, ktoré obsahujú prehľad o vrtoch podľa geologických jednotiek (moldanubikum, Barrandien, krušnohorská oblasť, oblasť silezika a sliezskeho spodného karbónu, rosická uhoľná panva, česká kriedová panva a lugická oblasť kryštalinika s priľahlým úsekom karbónu a permu, ďalej karpatská predhlbeň a časť územia s príkrovmi Vonkajších Karpát, viedenská panva - moravská časť). Zoznam však podľa autorov je iba zlomkom z niekoľko sto tisíc vrtov realizovaných v Českej republike v povojnovom období. Väčšina vrtov sa využila pri geologickom prieskume, ťažbe nerastných a energetických surovín a iba malá časť na výskumné ciele a poznávanie hlbšej stavby územia. A práve tie posledné sú predmetom pozornosti recenzovanej publikácie, členiacej sa do deviatich kapitol.

Prvé tri kapitoly obsahujú historický aj súčasný pohľad na dôvody realizácie hlbokých vrtov. Sú tu aj údaje o najhlbších vrtoch vo svete, v Európe a osobitne v ČSFR. Čitateľ sa dozvie, že prvý vrt do hĺbky 600 m u nás sa dovŕtal roku 1856 v hornosliezskej panve, resp. že sa prvý 300 m vrt vo východoslovenskej panve (Krivá Oľka) skončil roku 1896, že prvý vrt nad 1000 m bol vyhĺbený v Zborove, tiež vo východoslovenskej panve, roku 1905 a dosiahol hĺbku 1200 m, prvý 3000 m vrt sa vŕtal vo viedenskej panve roku 1956 (Vysoká-4), prvý 4000 m bol vrt Kúty-8 roku 1962, 5000 m roku 1972 (Nemčičky-1) a prvý 6000 m vrt bol vyhĺbený roku 1976 (Lakšárska Nová Ves).

Kapitola 4 obsahuje prehľad vrtov zameraných na výskum stratigrafie a stavby geologických jednotiek Českej republiky. Uvádzajú sa tu aj hlavné výsledky, ich interpretácia a literatúra. Ďalšia kapitola je o vrtoch skúmajúcich reliéf a geologickú stavbu podložia vybraných jednotiek a hlbinnú stavbu magmatických telies. Kapitolu 4, 5 a 6 ilustruje bohatý grafický materiál, napr. profily, stratigrafické kolónky, situačné mapky vrtov, blokové diagramy, korelačné litostratigrafické tabuľky, mapy podložia a mapy izolínií mocnosti niektorých útvarov. V kapitole Geologické procesy vo vrchnej časti kôry sa venuje pozornosť geológii fluidnej fázy vo vrtoch, geotermálnemu režimu, horninotvorným procesom, geochemickému výskumu hornín a niektorým fyzikálnym parametrom. Ôsma kapitola obsahuje údaje o geofyzikálnych výsledkoch overovaných vrtmi, tabuľkové porovnania projektovaného profilu (podľa seizmiky) a skutočného profilu. Poukazuje sa tu na nevyhnutnosť dôkladne pripraviť lokalizáciu vrtov pomocou geofyzikálnych meraní. Posledná kapitola má aj návrh na realizáciu ďalších hlbokých vrtov v Českej republike. Literatúra obsahuje 985 titulov. Anglické resumé má 20 strán.

Prehľad o obsahu recenzovanej publikácie dokazuje, že dielo obsahuje cenné informácie pre každého, že poskytuje bohatý dokumentačný materiál o vrtoch, ku ktorému sa treba ustavične vracať, opätovne ho hodnotiť a využívať spolu s inými informáciami pri nových koncepciách stavby, modeloch genézy a prognózovaní nerastných surovín, ako aj na riešenie otázok životného prostredia a pod.

Kniha, ktorá vyšla vo formáte A4, je aj z grafickej stránky na veľmi dobrej úrovni a zaslúži si našu pozornosť.

P. Grecula

Mineralia slovaca, 24, (1992), 219 - 226

A sedimentological and petrographic investigation of the Nižný Čaj - K-8 well

JOHN K. REED[1], JURAJ JANOČKO[2], DIONÝZ VASS[3] and MACK GIPSON, JR.[1]

[1]Earth Sciences and Resources Institute University of South Carolina, Columbia, South Carolina, 29208

[2]Dionýz Štúr Geological Institute, Werferova 1, 040 11 Košice, Czecho-Slovakia

[3]Dionýz Štúr Geological Institute, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Czecho-Slovakia

(Received May 13, 1992)

Abstract

Sedimentological and petrographic investigations were performed on core from the Nižný Čaj, K-8 well, a shallow exploration well in the southwestern East Slovakian Basin. The well was continuously cored, and most of it was available for analysis. Sedimentological graphical core description provided a basis for general environmental interpretation, and detailed petrographic examination of sandstones within the core provided details of sandstone composition, deposition and diagenesis.

The well was drilled to 650.3 meters total depth, and penetrated lower Sarmatian sediments (Om - 294 m) before encountering upper Badenian sediments. Core description reveals predominantly sandstones, siltstones, and claystones, that were deposited in a shallow-marine, fluvio-deltaic environment in the upper Badenian time and in delta front, river mouth, and delta plain environment in the lower Sarmatian time.

Detailed petrographic analysis, including thin section modal analysis, X-ray diffraction (XRD), and scanning electron microscopy (SEM), reveals that sandstones are immature lithic arenites, probably derived from nearby sources in the Čierna Hora mountains. Porosity is secundary, and is formed by acidic meteoric waters dissolving early calcite cement. Porosity tends to increase with depth, but the presence of a relatively impermeable tuff layer interrupts secondary porosity development in sands immediatelly below it, possibly locally sealing them from pore fluid circulation.

Introduction

The Neogene East Slovakian Basin (Fig. 1) is a back-arc pull-apart (Vass et al., 1988) or transitional basin (Keith et al., 1989), formed during east and northeast shortening of the Outer Carpathian thrust belt, associated with the eastward escape of the Pannonian continental fragment (Royden, 1988). The basin is bounded to the west and north by the pre-Tertiary units of the Inner Carpathians, by the Central Carpathian Paleogene, by the flysch of the Outer Carpathians, and occasionally by the Carpathian Klippen Belt. The basin continues eastward into the Ukraine as the Transcarpathian depression, its souther margin is the Zemplin/Beregovo Horst, beyond which lies the Pannonian Basin.

Numerous studies concerning stratigraphy and lithology of the East Slovakian basin were done in the last 40 years, the most comprehensive of which have been conducted by Čverčko (1973), Ďurica (1982), Vass and Čverčko (1985), Kaličiak et al. (1988), Karoli and Zlínska (1988), Vass et al. (1989) and Rudinec (1991).

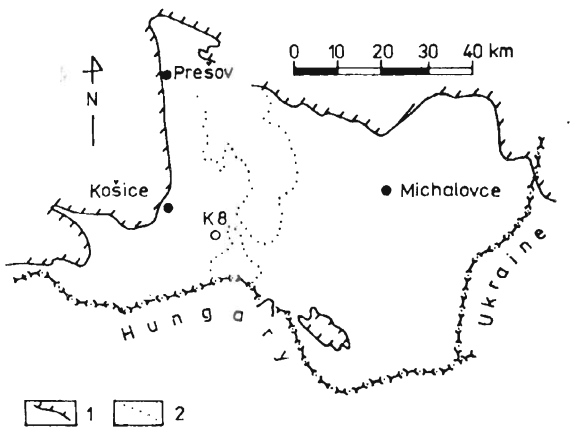


Fig. 1. Location map of East Slovakian Basin, showing location of Nižný Čaj, K-8 well. 1 - limit of Pre-Neogene units, 2 - contour of Neogene volcanics.

The basin fill (Fig. 2) is predominantly shallow marine to continental clastic sediments, with abundant volcanics and two evaporite horizons. Volcanites, volcaniclastics, and tuffs are common, both as the prominent geomorphic features (Slanské vrchy and Vihorlat Mts.), and subsurface lithologic units and constituents. Rudinec (1978) estimates that up to 30 percent of the basin fill consist of vol-

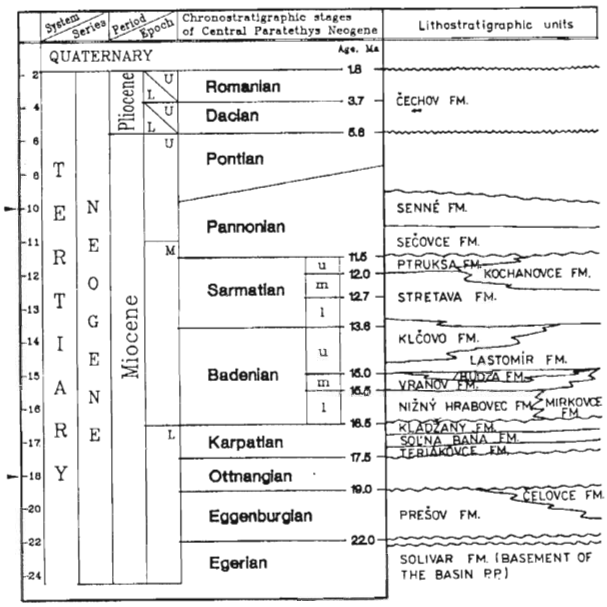


Fig. 2. Chronostratigraphy, radiogeochronology and lithostratigraphy of the East Slovakian Basin.

canic products, which are associated with basin sandstones as both interbedded tuffs, and constituent lithic fragments. Herbaceous material is present, often as seams of lignite and plant remains. Sediment sources for the basin fill include Paleozoic and Mesozoic clastics, carbonatess, igneous, and metamorphic rocks found in surrounding and underlying nappes of the Carpathian Mountains. Paleocurrent analysis performed on gravel beds from the western and northern part of the basin demonstrates sourcing from the nearby Inner and Outer Carpathians (Vass and Elečko, 1977; Janočko, 1990; Řeřicha, 1992). Extensive syndepositional volcanism also provided a significant sediment source.

Basin evolution and sedimentation started during Eggenburgian time and, following a hiatus in Ottnangian time, subsidence and accompanying sedimentation rates increased through the Karpatian and Badenian, reaching a peak in early Sarmatian time (Vass and Čech, 1983, 1989). The depocenter migrated southeastward trough time, and its axis rotated from east-southeast during Karpatian sedimentation to southeast during Badenian and Sarmatian time. The areal extent and rates of deposition increased until early Sarmatian time, followed by a decrease after that time, accompanied by a transition from a dominantly shallow marine to a continental environment (Rudinec, 1978, 1989; Čverčko et al., 1983).

The Nižný Čaj, K-8 well, the shallow exploration well realized by Dionýz Štúr Institute of Geology for the mapping purpose, is located in the southwestern East Slovakian Basin, west of the Slanské vrchy volcanic range. The well was drilled through lower Sarmatian sediments, after penetrating a thin alluvial veneer, before encountering upper Badenian sediments below 294 m. The well was drilled to 650.3 meters total depth, and penetrated and altered andesitic tuff between 249 and 294 meters. Stratigraphic position was based on micro- and macropaleontological date (Zlínska in Kaličiak et al., 1991; Fordinál in Kaličiak et al., 1991), as the sediments themselves are similar in both lower Sarmatian and upper Badenian intervals. The present study combines core description with petrographic analysis, in order to interpret the depositional setting of the area, to analyze the sandstone type, to understand the occurence of porosity in the sandstones, and to understand the diagenetic history of the sandstones.

Methods

An integrated sedimentologic and petrographic approach to core analysis requires detailed core descriptions combined with thin-section, X-ray diffraction, and SEM/EDS petrographic analysis. Detailed core description was done in Vranov in September, 1990 by the first three authors, with following description by Janočko in 1991. Description was based on the technique of graphical core analysis (Boyles et al., 1985), but due to time limitations, the graphical approach was not utilized to the fullest detail, and core description used in this study provides only a limited example of the potential of graphical analysis. Core description provided a basis for selection of samples for petrographic analysis, XRD analysis was performed on 4 samples, and 9 samples were analysed by thin section modal analysis, and were examined by a scanning electron microscope/energy dispersive spectrometer /SEM/EDS) system. Core samples were prepared for thin section study in an oil base, and were pressure-impregnated with blue-dyed epoxy to insure preservation of complexe pore systems. Thin sections were stained for both potassium feldspar and

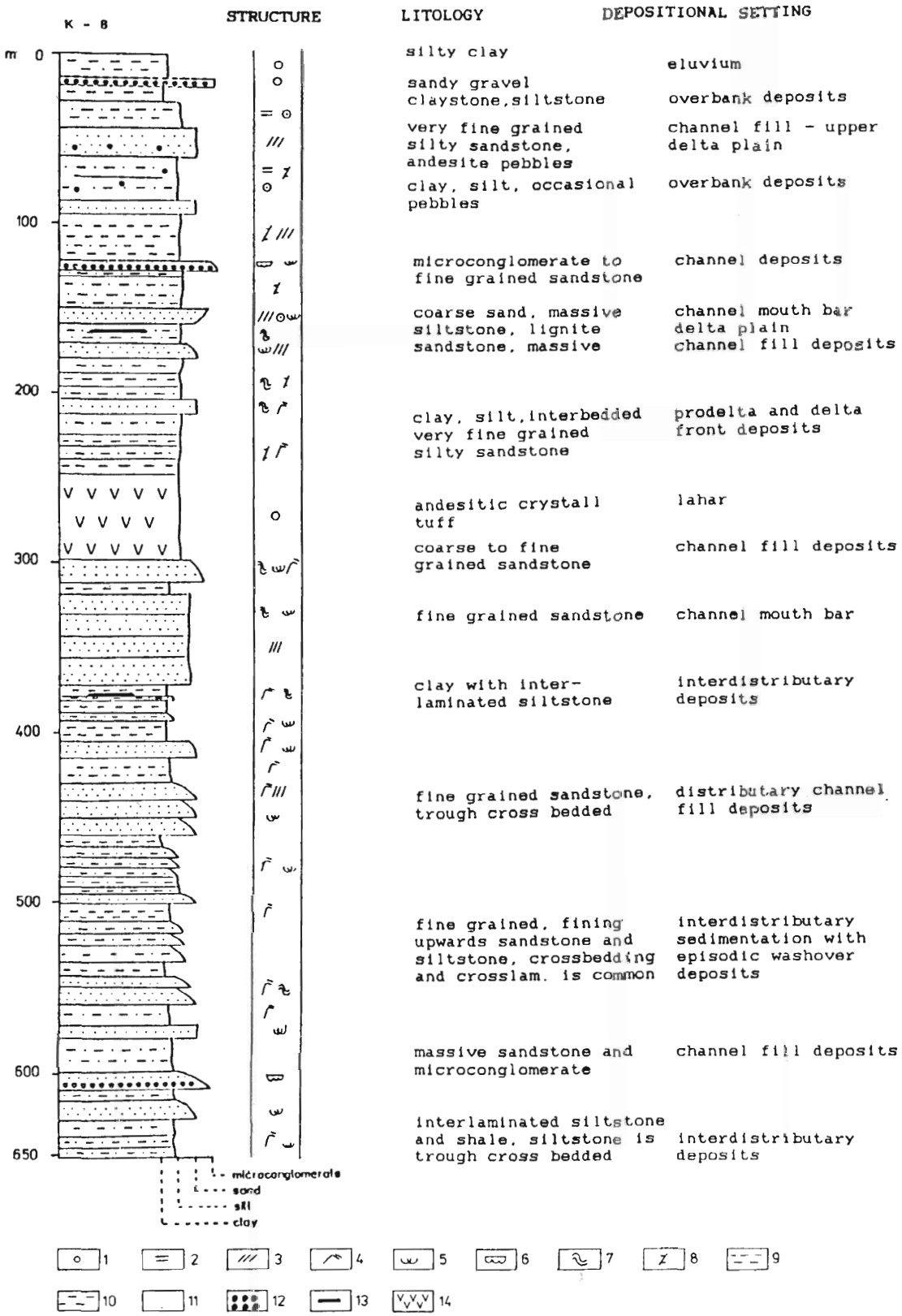


Fig. 3. 1 - massive bedding, 2 - horizontal lamination, 3 - cross bedding, 4 - ripple cross lamination, 5 - trough cross bedding, 6 - erosive base, 7 - soft sediment deformation structure, 8 - microfaults, 9 - claystones, 10 - siltstones, 11 - sandstones, 12 - conglomerates, 13 - lignite layers, 14 - tuffs.

calcite. Modal analysis was performed on most thin sections, (minimum 250 points per thin section). Becouse of the limited resolution of details of the zeolites and clay minerals in thin section, scanning electron microscopy supplements thin section and XRD analysis for both mineral identification and details of occurence. These samples were observed using a Hitachi S-2500 delta, fully-integrated system, with an energy dispersive spectrometer (Kevex). Mineral identification using the SEM is based on both morphology and qualitative elemental analysis using the EDS. All petrographic results obtained by these methods are published in Reed (1991).

Facies description and interpretation

A complete core description of the well was made using a graphical approach (Boyles et al., 1986) (Fig. 3). The well encountered conglomerates, sandstones, siltstones, and claystones of the lower Sarmatian Stretava Formation (0 - 294 m) and upper Badenian and lower Sarmatian Klčovo Formation (294 - 650.3 m). Core analysis and paleontological data from the K-8 well support deposition in a river-dominated deltaic setting. Interpretation of the core from the base up reveals incomplete sequences of shallow, deltaic sediments, channel fill deposits alternating with interdistributary siltstones, claystones and sandstones. The following lithofacies could be recognized in the sediments:

A) Medium grained sandstones to microconglomerates fining upward to siltstone. The individual cycles range from 3 - 15 meters, typical are erosional and sharp basis of the cycles. Microconglomerates are built up by angular and subangular grains with shaley matrix. The prevailing depositional structure is trough cross bedding. These sediments are interpreted as the channel deposits or the deposits of channel infill in the delta plain environment. Similar development of these deposits was described from the Missisipi delta plain (Coleman and Prior, 1980).

B) Claystones and shales with interbedded and interlaminated siltstone, and occasional very fine grained sandstones. The coarser sediments occur within the shales as one to four meter thick unit of very fine grained sandstone and siltstone fining upwards to siltstone and shales. Cross bedding and cross lamination are common in these fining upward units. Some of the units also contain evidence of soft sediment deformation and lignite layers. The development of these lithofacies deposits is interpreted in the interdistributary area of delta plain. The episodic washover deposits are represented by the discrete fining upward units.

C) Medium to coarse sandstone coarsening upwards to conglomerate. Typical is inclined bedding. Occasional soft sediment deformation occurs. These sediments are interpreted as the channel mouth bar deposits.

D) Claystone, siltstone, and interlaminated very fine-grained, silty sandstones with evidence of faulting and soft sediment deformation. Sediments are massive, horizontal lamination occurs rarely. The depositional environments of these sediments is supposed to be delta front.

Petrography

Framework Grains

Sandstones in the K-8 well range from very fine-grained to conglomeratic lithic arenites (Fig. 4), composed primarily of quartz and lithic fragments. They are usually poorly sorted, with angular to rounded grains present. Better sorted sandstones with finer grain size, and more angular grains tend to have predominantly monocrystalline, rather than polycrystalline quartz grains. Porosity appears to vary with calcite cement. Quartz grains are the single most abundant constituent of Nižný Čaj sandstones, averaging between 24 and 41 percent of the

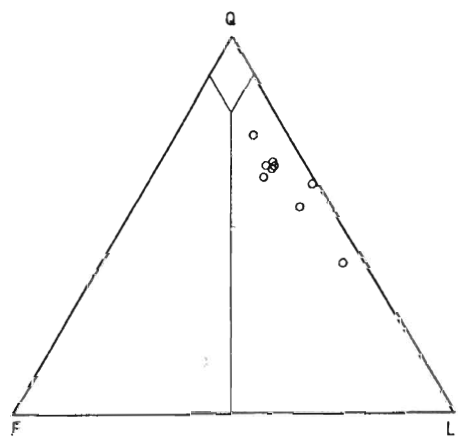


Fig. 4. Quartz, feldspar, lithics ternary diagram of sandstones from the K-8 well. Analysis based on point counts of each sample, normalized to the three end members.

total sample (including porosity). Quartz grains are typically angular to sub-rounded and poorly to moderate sorted. Both monocrystalline and polycrystalline grains are present. Potassium feldspar and plagioclase are present, averaging between one and six percent. Potassium feldspar is readily identified in thin section by staining, and is more common than plagioclase, which occurs only in trace amounts. Petrographic evidence/such as partially dissolved grains, grain molds showing remnant plagioclase, and partial to complet grain replacement of plagioclase by carbonate/suggest that the lack of plagioclase in many samples may be due to diagenetica alteration of sandstones, rather than an initial low abundance of plagioclase. Lithics, including igneous, metamorphic, and sedimentary fragments average between 11 and 34 percent. Metamorphic rock fragments are commonly foliated, and are probably derived from gneisses and schists of the crystalline rocks of the Čierna Hora Mountains and Zemplinicum (Keith et al., 1989). These fragments are primarily polycrystalline quartz and feldspar, with some muscovite. Volcanic rock fragments are rare in Nižný Čaj samples, in contrast to many other parts of the basin (Reed et al., 1991), and volcanic products seem too be limited to the andesitic tuff at 249 m. Sedimentary rock fragments are present, but are rare. Both silt and shale clasts are slighty deformed by compaction, filling primary porosity. Nižný Čaj sandstones also contain other constituents, including muscovite, biotite, pyrite, and heavy minerals. Micas are rare ductily deformed by adjacent grains. Some framework grains in sandstones are partially replaced by carbonate material, XRD analysis reveal that the carbonate is predominantly calcite, with small percentages of dolomite and ferrodolimite, primarily in samples below the tuff.

Volcanic tuff

Although a thin section was not made for the Nižný Čaj tuff sample, hand specimen, XRD, and SEM/EDS analysis reveal that it is an andesitic crystal tuff. The sample is dark green in color, which is probably a function of extensive alteration to smectite (66 percent by XRD), rather than mafic content, XRD reveals that the present tuff is almost completely composed of plagioclase and smectite,

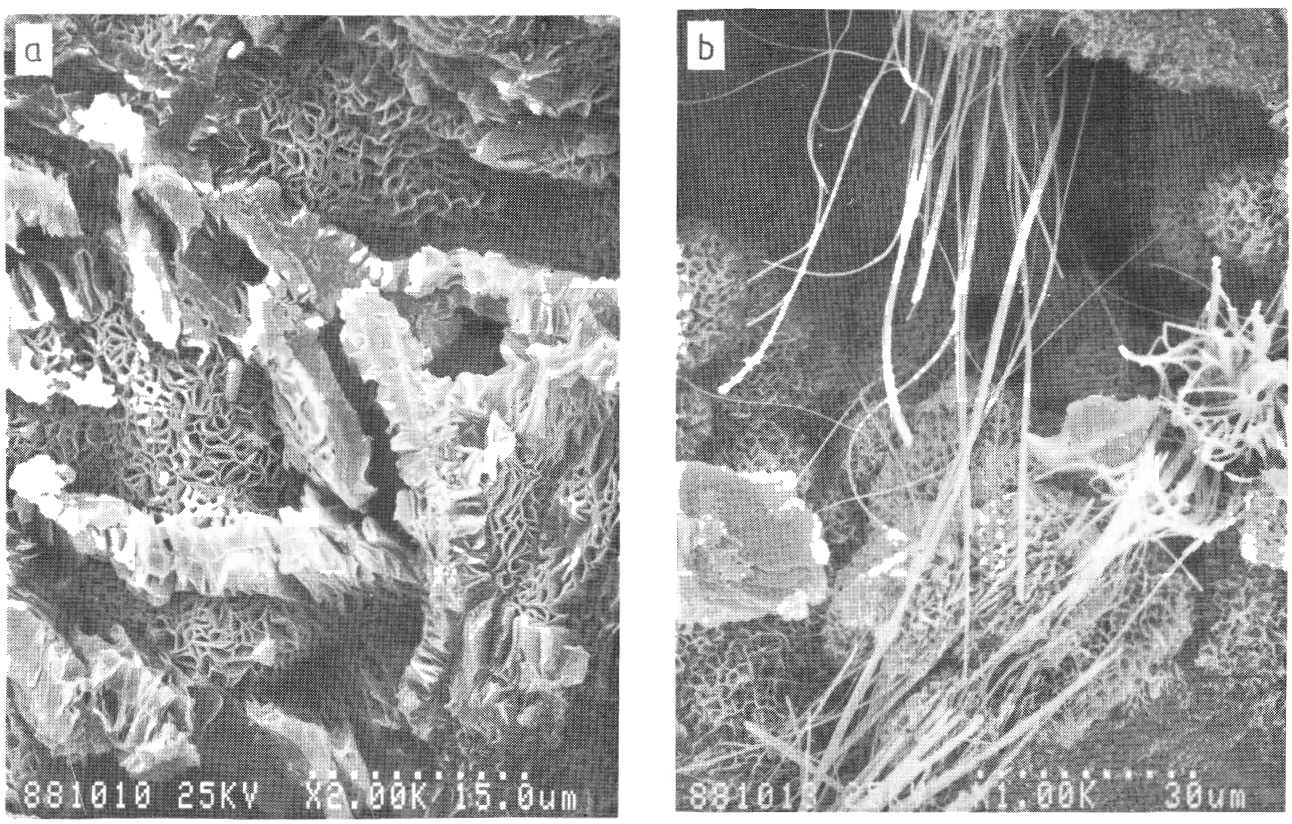


Fig. 5. a - alteration of plagioclase to smectite in andesitic tuff sample, b - late-forming mordenite in tuff.

with minor quartz and calcite. SEM analyses reveals extensive plagioclase grain alteration to smectite and mordenite. Smectite is forming as surface grain alteration of plagioclase, the alteration is severe on the grain surface (Fig. 5a), and is assumed to be so throughout the grain based on XRD percentages. Mordenite occurs as later forming filaments and needles (Fig. 5b), growing in cavities of the tuff.

Porosity

Nine samples are available from the Nižný Čaj area between 124 m and 623 m. A porosity vs. depth plot (Fig. 6) reveals well developed porosity in shallow and deep samples, but tightly cemented pore spaces in the intermediate samples. All of the samples appear to have undergone strong carbonate cementation early in their history, based on the petrographic evidence of limited compaction, floating grains, undeformed elongate mica flakes, the absence of fractured or sutured grain contacts. High precement porosity values (Halley, 1978) are interpreted as supporting other petrographic evidence of early cementation.

Dissolution of primary cement has generated secondary porosities, averaging 23.5 percent in the lower samples (623 m, 601 m, and 448 m). Intergranular cement in these samples probably represents the remains of the primary cement, rather than a later cement, since the percentage of cement increases in the shallower samples, and there is no significant carbonate grain replacement. The three intermediate depth samples (297 m, 357 m, and 371 m) are strongly cemented sandstones, with no visible porosity. Intergranular carbonate cement, which increases in percentage upward, and the lack of carbonate grain replacement, suggest primary cement. Porosity in the uppermost samples (124 m, 156 m, and 175 m) is secondary, and the plot of porosity against depth is a straight line, the highest porosity values are found in lowest sample, followed by a rapid decrease upward. The porosity increase with depth coincides with a decrease in cement with depth.

Petrographic examination reveals that the presence of porosity does not correlate significantly with any lithologic variable. Core description through the section reveals no apparent facies changes that might explain the lack of porosity in the intermediate depth samples. However, the core description does reveal

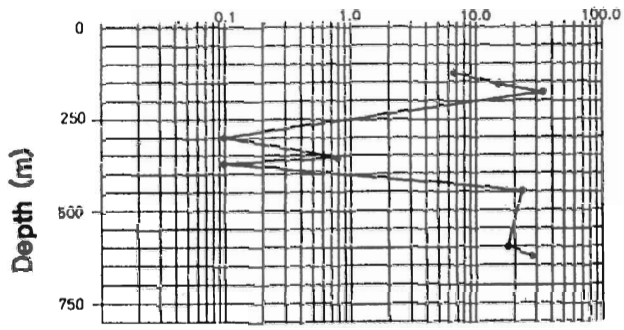


Fig. 6. Porosity vs. depth plot of sandstone samples from Nižný Čaj well. Porosity is based on modal analysis.

a fifty meter thick tuff layer, heavily altered to smectite (66 % by XRD analyses), above the tightly-cemented samples. The plot of porosity vs. depth can be interpreted as showing regions of increasing porosity with depth that are separated by the tuff. On a local scale, the tuff may have acted as a permeability barrier that restricted meteoric water flow immediately beneath it, preventing late dissolution of carbonate cement. Such a barrier might also have served as a floor, along which meteoric flow was preferentially channeled laterally, leading to higher than normal porosities in sands immediately above the tuff.

Discussion

The interpretation offered from the core description is of a fluvial dominated, high-energy deltaic system deposited close to the source area. The interpretation presents sedimentation as occuring in a shallow deltaic environment, with the exception of the sediments immediately above the tuff. The presence of the tuff may represent an even more tectonically active period, and the subsequent deeper-water sediments may represent the only time in the interval cored in which tectonic subsidence began to outstrip the sedimentation rate.

The sediments, which are put into Klčovo Formation (the interval 294 m - 650.3 m) represent a shallow deltaic environment. The lack of consistent prodelta to delta front to delta plain sequences indicates relative equilibrium between sedimentation and subsidence. The development of sediment lithofacies point to frequent lateral changes from distributary to interdistributary areas of delta plain. Core description from surroundings wells in the basin

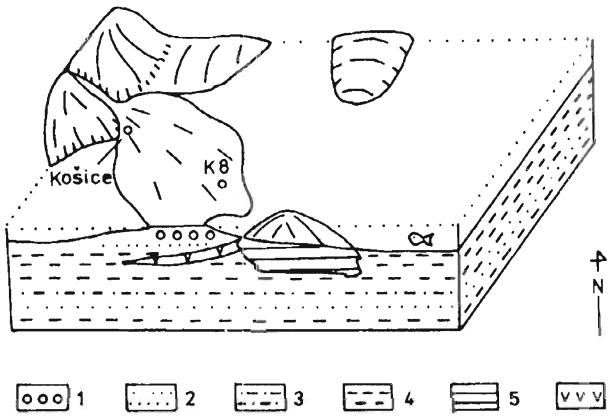


Fig. 7. Schematic blockdiagram showing the depositional environment of studied sediments. 1 - gravel, 2 - sand, 3 - silt, 4 - clay, 5 - Neogene volcanic rocks, 6 - tuffs.

would be necessary to demonstrate the relationship of these lateral shifts to basin subsidence. Sedimentation may have been influenced by differential growth faulting, a relationship that has been demonstrated in other regions such as the Gulf of Mexico.

The development of Stretava Formation deposits (the interval 0 m - 249 m) indicates the delta progradation (the superposition of delta plain to mouth bar and delta front deposits). This progradation was possibly the response of the basin margin uplift and the degradation of lower Sarmatian basin.

Petrographic examination of the sandstones in the K-8 well reveals that they are immature lithic arenites. This composition combined with poor sorting, and the presence of large pebbles supports sourcing locally from the nearby Čierna Hora Mts., demonstrated in previous paleocurrent studies (Vass and Elečko, 1977; Janočko, 1990; Řeřicha 1992). Evidence for early and rapid carbonate cementation coincides with the lack of severe grain alteration to clay minerals seen in other parts of the basin (Reed and Gipson, 1991). Early carbonate cementation, and the rapid formation of secondary porosity at shallow depths, provides evidence for an active, relatively high temperature fluid system in the sedimentary prism. Abundant carbonate cement and grain replacement also reflects abundant carbonate sources, from surrounding and underlying nappes.

Conclusions

The purpose of this contribution has as much to do with methodology as with actual interpretation of conditions within the East Slovakian Basin. Sedimentary basin analysis requires a multifaceted approach (Miall, 1984), and the integration of graphical core description with petrographic techniques provides complementary sets of analysis from a single data source. Evaluation of both depositional environment and subsequent diagnetic history is possible through this combination of techniques. The Nižný Čaj, K-8 well serves as an example of this type of analysis.

The Klčovo Formation deposits investigated in the interval from 294 meters to 650.3 meters were deposited in the distributary and interdistributary areas of delta plain. The lack of typical progradation facies point to relative equilibrum between sedimentation and basin subsidence. The development of delta front and delta plain facies in the Stretava Formation deposits indicates the delta progradation in the lower Sarmatian. This progradation reflecs the uplift of basin margin.

Sediments from the Nižný Čaj well are immature lithic arenites, derived from nearby metamorphic source areas. These sandstones underwent early, strong carbonate cementation, prior to extensive grain alteration. Extensive secundary porosity systems developed from the dissolution of early carbonate cements by acidic meteoric waters, the change in pore fluid chemistry may reflect a change from a marine to a more terrestrial environment, which coincides with the general pattern of regression during the later basin history. A volcanic tuff interval, that probably represents the base of the Sarmatian, has been strongly altered to smectite, with associated mordenite. However, the relative paucity of volcanic lithic fragments in Nižný Čaj sandstones (especially compared to other deposits in the eastern part of the basin) enable significant preservation of macroporosity (Reed and Gipson, 1991).

The sandstones in the Nižný Čaj K-8 well are adequate potential reservoar rocks, and the shales and tuffs could act as good local reservoir seals. An exploration strategy in this part of the basin, must then center around finding these sandstones in structural and stratigraphic conditions enabling the entrapment of mature hydrocarbons.

Acknowledgements. The autors are grateful to the Dionýz Štúr Geological Institute, and Director T. Korab, for their support, hospitality, and permission to publish this study. Maxus Energy Corporation provided financial support for portions of this study. Core samples were supplied by the Dionýz Štúr Institute in Vranov. We appreciate the

use of the facilities of the Electron Microscopy center of the University of South Carolina, and the special assistance of Dana Dunkelberger.

References

Boyles, J. M., Scott, A. J. & Rine, J. M. 1986: A Logging Form from for Graphic Descriptions of Core and Outcrop. *Sediment. Petrology, 56, 567 - 568.*

Čverčko, J. 1973: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum Košicko-Prešovskej kotliny. *Manuskript - Nafta Michalovce.*

Čverčko, J. et al. 1983: Záverečná správa vyhľadávacieho prieskumu na živice, Východoslovenský neogén. *Manuskript - Nafta Michalovce.*

Ďurica, D., Namestnikov, J. G., Pagáč, I. & Roth, Z. 1986: Ložiská ropy a zemného plynu v strednej Európe. *Bratislava, Alfa, 284.*

Janočko, J. 1990: Sedimentary Environment of the Varhaňovce gravels in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia). *Mineralia slov., 22, 539 - 546.*

Kaličiak, M. et al. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina, severná časť. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Kaličiak, M. et al. 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 Slanec-1 a Slanec-3. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Karoli, S. & Zlínska, A. 1988: Výsledky litologického a mikrobiostratigrafického výskumu neogénnych sedimentov v severnej časti Košickej kotliny. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Keith, J. F. Jr., Vass, D., Stepthens, L. H., Elečko, M., Kanes, W. H., Kráľ, M. & Reed, J. K. 1989: Sedimentary Basins of Slovakia. Earth Sci. and Resources Institute, University of South Carolina, ESRI Technical Report 89-0018, Part I, The Eastern Slovakian Basin, 1, 213.

Miall, A. D. 1984: Principles of Sedimentary Basin Analysis. *Springer-Verlag (New York), 490.*

Reed, J. K. & Gipson, M. Jr. 1991: Neogene Sandstone Reservois of the East Slovakian Basin: Zeolites and Clay Minerals from the alteration of volcanics (abs.). *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Pall., Abstracts with programs, 79, 659.*

Reed, J. 1991: Petrografické štúdium pieskovcov vo východoslovenskej neogénnej panve. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Řeřicha, M. 1992: Vrchnobádenská delta vo východoslovenskej neogénnej panve. *Mineralia slov., 24, 63 - 68.*

Royden, L. H. 1988: Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin system. *In: Royden, L. H. and Hovarth, F. (Eds.): The Pannonian Basin: A Study of Basin Evolution: Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., Mem., 45, 27 - 48.*

Rudinec, R. 1978: Paleogeographical, lithofacial, and tectonogenetic development of the Neogene in Eastern Slovakia and its relationship to volcanism and deep tectonics. *Geol. Carpath., 29, 2, 225 - 240.*

Rudinec, R. 1989: New View on to the Paleogeographic Development of the Transcarpathian Depression during the Neogene. *Mineralia slov., 21, 27 - 42.*

Rudinec, R. 1989: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 162.*

Vass, D. & Čech, F. 1983: Sedimentation rates in molasse basins of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 411 - 426*

Vass, D. & Čech, F. 1989: Evaluation of sedimentation rates in Alpine molasse basins of the West Carpathians. *Z. Geol. Wiss., 17/9, 869 - 878.*

Vass, D. & Elečko, M. 1977: Pebble form and geneses of Pozdišovce gravel Fm. (in Slovak). *Mineralia slov., 9/1, 43 - 65.*

Vass, D. & Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 82, 111 - 126.*

Vass, D., Repčok, I., Balogh, K. & Halmai, J. 1985: Revised Radiometric Time Scale for the Central Paratethys Neogene. *VIII Congress at the RCMNS, Budapest, Sept., 1985:*

Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. & Lexa, J. 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene - its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 39, 5, 539 - 561.*

Vass, D., Čverčko, J., Elečko, M., Kaličiak, M., Mořkovský, M. & Vozár, J. 1991: Odkrytá geologická mapa Východoslovenskej nížiny. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Mineralia slovaca, 24, (1992), 227 - 234

Problémy vyčleňovania vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveská Huta

JOZEF FORGÁČ[1] a JÁN ČURLÍK[2]

[1]Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Gagarinova 10, 821 03 Bratislava

(Doručené 13. 4. 1992)

Contribution to the distinction of volcanic rocks in the Novoveská Huta Ore Field

Rich collection of data has been gathered during the last years from the Novoveská Huta deposit. Attention was concentrated onto the earlier distinguished Hutiansky volcanic complex made of andesite and dacite. Petrographical and geochemical data show that none of rocks in the Hutiansky volcanic complex can be classified as andesite or dacite. The presumed sequence of volcanic phases from basalt (1st phase) through andesite, dacite (2nd phase) to rhyolite (3rd phase) was neither proved.

Úvod

V rámci rozličných etáp prieskumných prác v ložiskovom poli Novoveská Huta, ktoré je známe výskytom Cu a U zrudnenia, sa realizovali petrografické a geochemické štúdiá. Boli zamerané na poznanie litologickej povahy permských hornín, na ktoré sa tieto zrudnenia viažu, ale aj na charakter premien, ktoré vývoj permských komplexov sprevádzali. Napriek tomu, že niektoré z prác pomohli objasniť viaceré litogeochemické problémy, podľa nášho náhľadu zostáva veľa nedoriešených otázok. Týka sa to rozšírenia a charakteru vulkanických hornín a postupnosti vulkanických fáz. Na tieto otázky sú rozporné odpovede, ktoré vyvolávali a vyvolávajú polemiku.

Z permských hornín v oblasti Novoveskej Huty (v severogemerickom perme) v minulosti opísal Gregorovič (1979, 1981) bázické, intermediárne a acidné vulkanické horniny. Začlenil ich do troch samostatných vulkanických fáz: ako najstaršie (I. fáza) označil bazalty, mladšie (II. fáza) intermediárne vulkanity (dacity) a najmladšie (III. fáza) acidné vulkanity, t.j. ryolity a albitické ryolity. Novotný a Mihál' (1981) tieto horniny začlenili do dvoch vulkanických fáz. Do staršej fázy zaradili bázické (bazalty) a intermediárne horniny (dacity) a do mladšej horniny ryolitového charakteru. Gregorovič a Novotný (1982) pokladali niektoré premenené horniny za bazalty.

Novotný a Mihál' (1987) uvádzajú, že "hutiansky vulkanický komplex predstavuje magmatický prudukt spojený s II. vulkanickou fázou". Jeho horniny klasifikovali ako andezity a dacity. Podľa nich v zložení týchto hornín "prevláda oligoklas (do 50 %), kremeň (5 - 10 %), ortoklas (10 - 15 %)". "Bázickejšie typy (do 60 % SiO_2)" zaradili medzi andezity a "acidnejšie (nad 61 % SiO_2)" medzi dacity. Už minerálne zloženie vzbudzovalo vážne pochybnosti o správnosti zaradenia týchto hornín medzi intermediárne a bázické vulkanity. Neskôr Novotný a Mihál' (1987) opäť uvažovali o troch vulkanických fázach, a to v súlade so staršou koncepciou. Bazalty litostratigraficky zaradili do súvrstvia čiernohorských zlepencov, andezity a dacity do hutianskeho vulkanického komplexu a acidné efuzíva do grunského vulkanicko-sedimentárneho komplexu.

Bajaník (1965) zistil obliaky ryolitov v knolskom súvrství (západne od Veľkej Knoly). Z toho by vyplývalo, že tieto ryolity sú rozhodne staršie ako bazalty tzv. I. vulkanickej fázy. Naše výskumy (Čurlík et al., 1985) potvrdili prítomnosť ryolitov v horninách vo vrte 860 v hĺbke 1872 - 1900 m. Podľa zatriedenia Novotného a Mihál'a (1987) sú staršie ako bazalty I. vulkanickej fázy.

Sama rozpornosť uvedených údajov je dostatočným dôvodom na podrobnejšie štúdium. Omnoho dôležitejšie však je, že sa s existenciou vulkanizmu spájali viaceré, pre genézu zrudnenia rozhodujúce fakty:

1. Oblasť Novoveskej Huty sa pokladala za centrum vulkanickej činnosti (Novotný, 1982).
2. S vulkanickou činnosťou sa spájal výskyt I. a II.

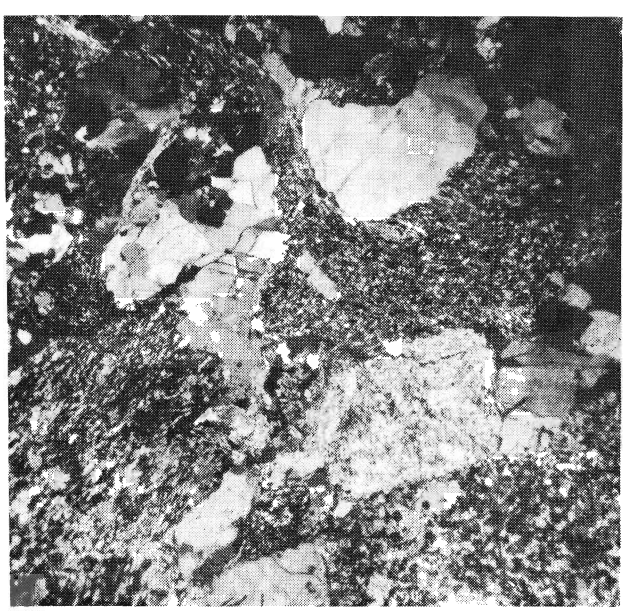
polohy uránového zrudnenia (Novotný a Miháľ, 1981; Novotný, 1982; Novotný, 1987).

Konštatujeme, že výsledky našich štúdií nielenže nepotvrdili takéto dôkazy, ale naopak oprávnenosť vyčleňovať tieto horniny v ložiskovom poli celkove spochybňujú.

Podstata problému

Počas niekoľkoročného štúdia sme sústredili bohatý vzorkový materiál vrátane výbrusov z vrtov (860, 861, 859, 787 a mnohých ďalších), ako aj z banských diel, najmä z IX. a XIII. horizontu, kde sa prítomnosť týchto vulkanických hornín prezentovala v mapových podkladoch od uvedených autorov. Ich petrograficko-geochemické zhodnotenie prítomnosť predmetných hornín nepotvrdilo. Na tento fakt sme už upozornili (Čurlík et al., 1985, 1989, 1991).

Rozdielne názory napokon vyústili do ostrej polemiky, v ktorej každá zo zúčastnených strán obhajovala svoje názory a predstavy. V úsilí objektivizovať zistenia sa sporné horniny poskytli nezávisle popredným slovenským petrografom, aby sa vyjadrili k ich názvom a klasifikačnému zatriedeniu. Rozliční autori tú istú horninu označili ako "vulkanoklastický psamit", "acidný tufit", "metasiltovec" a pod. Paradoxné je, že sa "acidné tufity" opísali v polohe s indikovaným andezitovým vulkanizmom a hornina, ktorú jeden autor označoval ako "andezit", bola u iného "metasedimentom". Mená autorov v záujme zachovania anonymity neuvádzame.



Obr. 1. Ílovito-kremitá základná hmota tmelí fragmenty hornín v zlepencoch. Fragmenty - kremeň, kremenec, bridlica. XIII. horizont,120 m na S od meračského bodu 1308. Nikoly +, zv. 20x.
Fig. 1. Argillaceous-quartzose groundmass cementing the rock fragments in conglomerate. Rock fragments made of quartz, quartzite, schist. 13th level, 120 northerly from measuring point No. 1308. Crossed nicols, magn. x20.

Geochemické údaje a dôkazy na potvrdenie príslušnosti inkriminovaných hornín do skupiny vulkanitov neposkytli. Obsah niektorých prvkov takéto klasifikačné zatriedenie vylučuje. Ani iné petrografické znaky, najmä štruktúra a minerálne zloženie, nezodpovedajú kritériám klasifikácie vulkanických hornín. Možno na to uviesť viac dôvodov:

1. Ani v jednom prípade vo vzorkách, ktoré sme skúmali, sa v týchto predpokladaných vulkanických horninách nezachovalo pôvodné minerálne zloženie a štruktúry natoľko, aby mohli byť východiskom na ich klasifikačné zatriedenie medzi andezity a dacity.

2. Vo všetkých úsekoch, o ktorých sa predpokladá, že patria do tzv. hutianskeho vulkanického komplexu, majú horniny miestami bridličnatú textúru, sedimentárne štruktúry (resp. štruktúry metasedimentov). Základná hmota hornín je ílovitá, kremitoílovitá až karbonátovo-ílovitá (obr. 1 až 4). Horniny sú často silno kremité (prekremenené, napr. IX. a XIII. horizont), s kumuloblastmi kremeňa, bez bližšie identifikovateľných živcov, resp. niekedy s albitmi. Zistilo sa, že napríklad horniny z vrtu 860 z hĺbky 1210 m (a nielen tam), ktoré sa prv považovali za dacity, obsahujú plagioklasy rozličnej bazicity, a to od oligoklasu po labradorit, a sú teda klastické.

3. Horniny vo všetkých úsekoch zodpovedajúcich tomuto komplexu sú zmenené - karbonatizované a prekremenené (obr. 5 a 6).

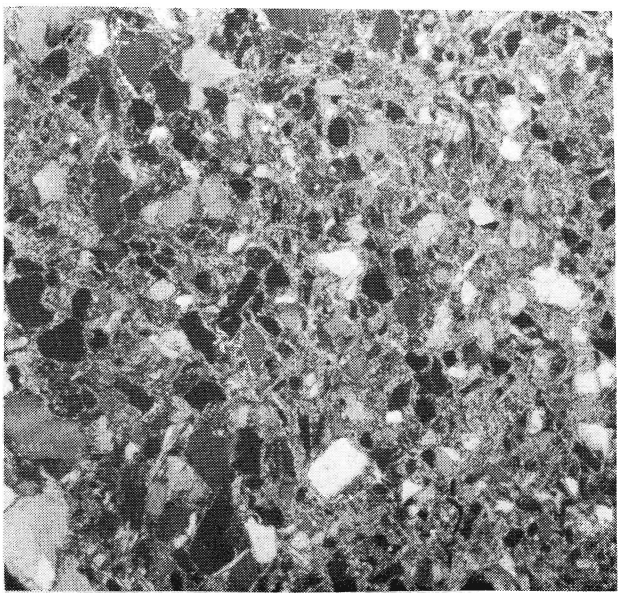
4. Sivofialové a fialové variety hornín obsahujú železitý pigment, aký sa vyskytuje v ostatných sedimentárnych komplexoch (obr. 7).

5. Geochemicky sa nedá vysvetliť následnosť zmien vulkanických hornín, ktoré selektívne zmenili pyroxény, amfiboly, plagioklasy a základnú hmotu horniny bez akejkoľvek zmeny obsahu trojmocného železa (železitého pigmentu) v základnej hmote hornín.

6. Takmer vo všetkých uvedených úsekoch sa vyskytujú sekundárne (autigénne) karbonáty, kremeň, albit, turmalín a i. Pri petrografickej klasifikácii vulkanických hornín treba vychádzať z platných petrografických kritérií (Streckeisen, 1980; Sabine et

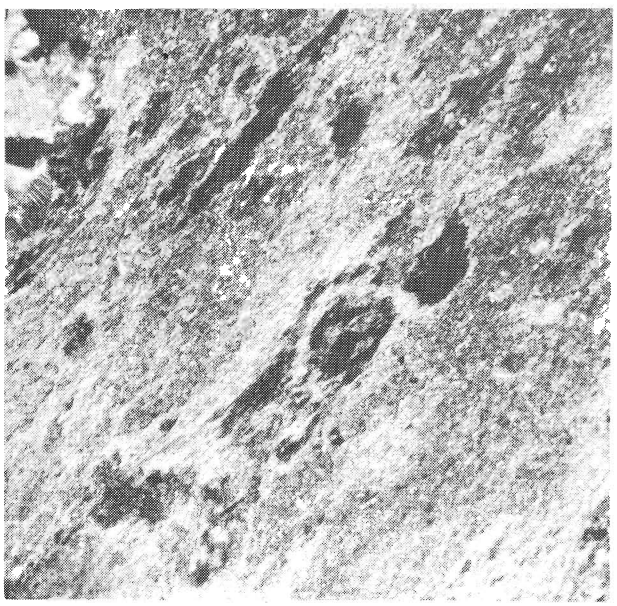


Obr. 2. Karbonátovo-ílovitá bridlica s laminovou textúrou. V laminách sa striedajú polohy s vyšším a nižším zastúpením karbonátovej zložky. XIII. horizont, 230 m na S od meračského bodu 1380. Nikoly +, zv. 20x.
Fig. 2. Carbonate-argillaceous shale with laminated texture. Layers with higher and lower carbonate content are alternating. 13th level, 230 m northerly from measuring point No. 1380. Crossed nicols, magn. x20.

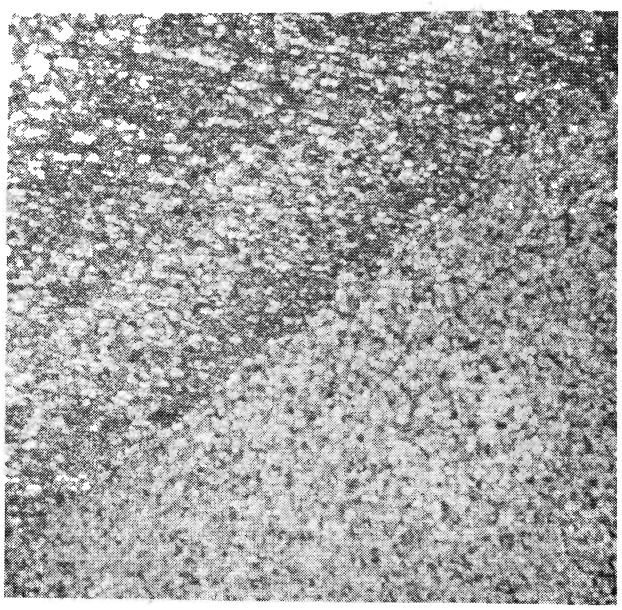


Obr. 4. Pieskovec s pomerne vysokým zastúpením ílovitého matrixu a slabo opracovanými fragmentmi skeletu. IX. horizont, 80 m na J od meračského bodu 987. Nikoly +, zv. 35x.

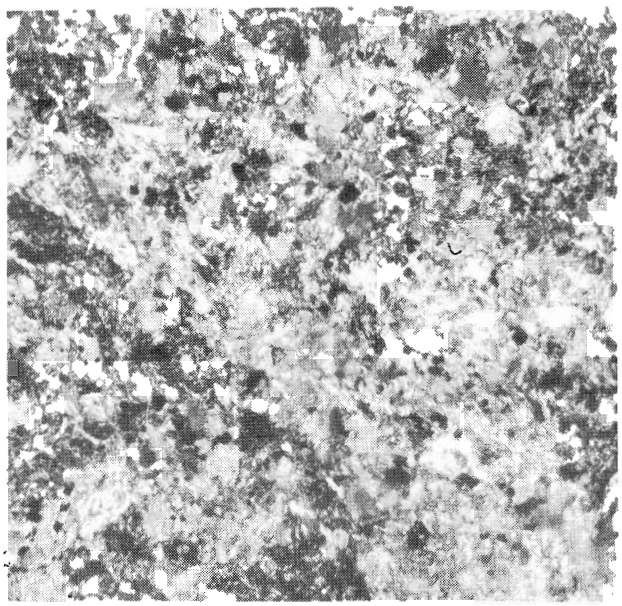
Fig. 4. Sandstone with relatively rich argillaceous matrix and badly rounded skeleton fragments. 9th level, 80 m southerly from measuring point No. 987. Crossed nicols, magn. x35.



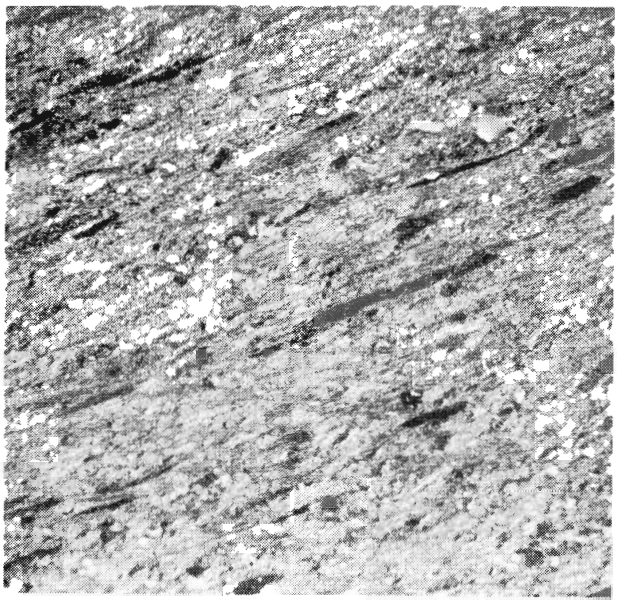
Obr. 3. Zhluky chloritu majú rovnaké usmernenie ako ílovitý matrix v chloriticko-ílovitej bridlici. IX. horizont, H-5/R-15, 4 m v podloží žily H-5. Nikoly +, zv. 20x.
Fig. 3. Chlorite chambers display the same orientation as the argillaceous groundmass in chlorite-argillaceous schist. 9th level, sample H-5/R-15, 4 meters in the H-5 vein underlier. Crossed nicols, magn. x35.



Obr. 5. Dolomitická bridlica s výrazne odlišným podielom karbonátov na styku dvoch odlišných vrstvičiek. IX. horizont, 30 m v podloží žily H-5. Nikoly +, zv. 20x.
Fig. 5. Dolomite schist with significantly different carbonate content in both sides of two different layers. 9th level, 30 m in the underlier of H-5 vein. Crossed nicols, magn. x20.



Obr. 6. Siltovce s vysokým podielom sekundárneho kremeňa (prekremenený). IX. horizont, 315 m v podloží žily H-5. Nikoly +, zv. 70x.
Fig. 6. Siltstone with high share of secondary quartz (silicified). 9th level, 315 m in the underlier of H-5 vein. Crossed nicols, magn. x70.



Obr. 7. Zhluky a paralelné šmuhy bohaté na hematitový pigment v ílovitej bridlici. IX. horizont, pri meračskom bode 800. Nikoly +, zv. 20x (horniny na obr. 1 až 7 pokladá Novotný a Mihál' (1987) za intermediárne vulkanity).
Fig. 7. Chambers and parallel bands rich in hematite pigment in argillaceous shale. 9th level near the measuring point No. 800. Crossed nicols, magn. x20 (rocks in figs. 1 to 7 classified by Novotný and Mihál' (1987) as intermediate volcanite).

al., 1985). Horniny sa majú klasifikovať podľa primárnych minerálov a štruktúr viditeľných pod mikroskopom, a nie podľa predpokladov, že hornina bola v pôvodnom stave andezitom, dacitom a pod. Takéto predpoklady možno uviesť ako znaky neklasifikačnej povahy v zátvorke, ale nie ako klasifikačné kritériá.

Z uvedeného vychodí, že horniny vyčlenené skôr ako hutiansky vulkanický komplex (andezity, dacity) v centrálnej časti ložiska nezodpovedajú petrografickým kritériám pre vulkanické horniny.

Geochemické štúdium hornín prinieslo rad údajov, ktoré nemožno obísť. Horniny, ktoré sa pokladali za tzv. hutiansky vulkanický komplex, sa od vulkanických hornín odlišujú týmito znakmi:

1. Na rozdiel od andezitov a dacitov majú podstatne nižší obsah Na_2O a vyšší obsah K_2O (obr. 8, tab. 1).

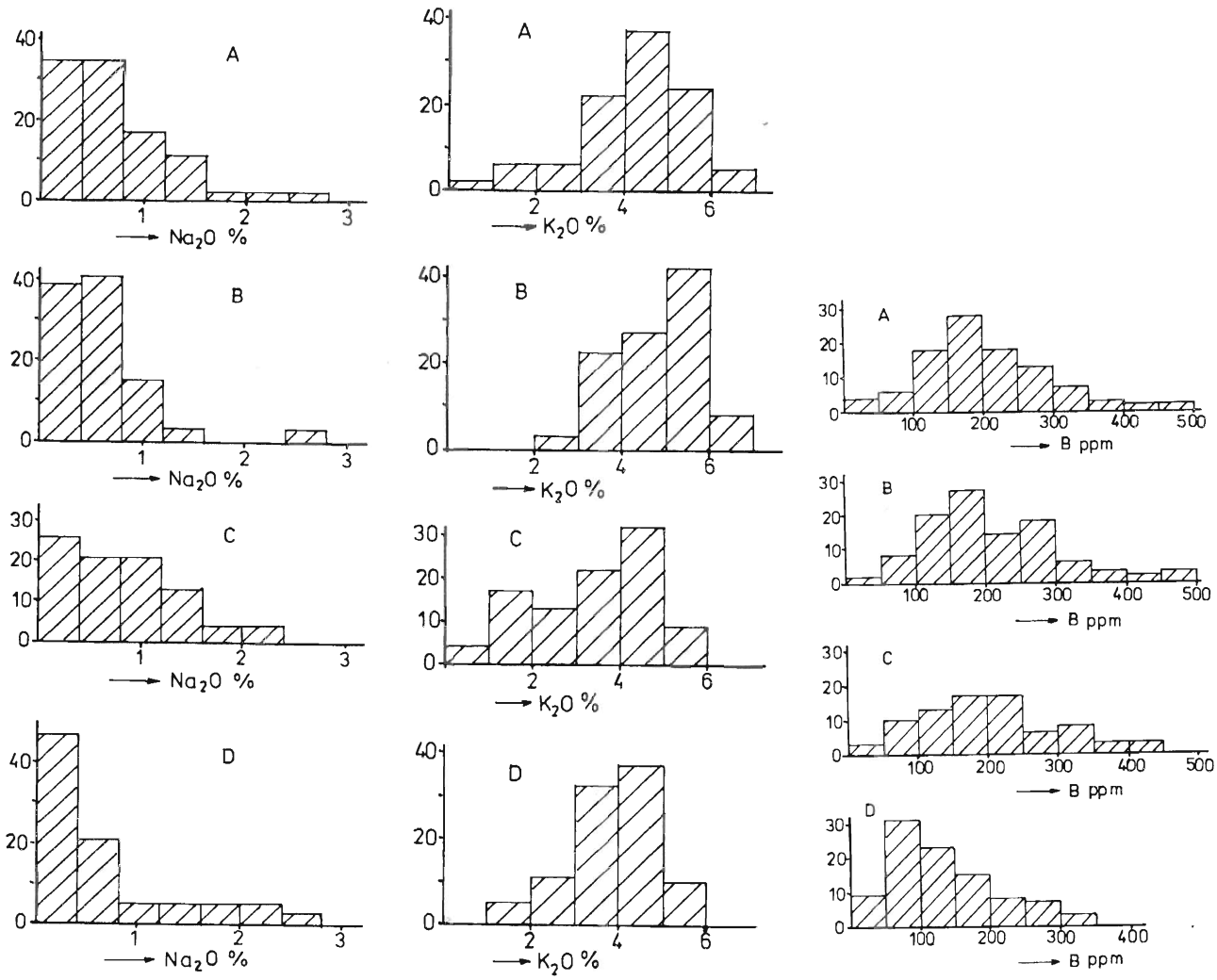
2. Majú vysoký obsah CO_2 (2,7 - 6,19 %), čo je odrazom obsahu karbonátov, a mnohonásobne vyšší obsah straty žíhaním (H_2O^-, obr. 9).

3. Koncentrácie bóru v horninách tzv. hutianskeho komplexu (IX. horizont) sú mnohonásobne vyššie ako vo vulkanických horninách (5 - 15 ppm, Taylor, 1964). Podobný obsah bóru je aj v okolitých sedimentoch (obr. 8, tab. 1).

Základnou podmienkou na klasifikačné zaradenie vulkanických hornín podľa chemického zloženia je, aby boli čerstvé (nepremenené), pričom obsah H_2O nemá presahovať 2 % a CO_2 0,1 %. Hornina nesmie byť metamorfovaná a nesmie mať kumuláty (Le Bas et al., 1986; Hovorka, 1986).

Horniny vyčlenené ako hutiansky vulkanický komplex (andezity, dacity) podľa chemického zloženia nezodpovedajú kritériám na zaradenie medzi vulkanické horniny.

Slabo metamorfované (premenené) vulkanické horniny za istých podmienok možno označiť pridaním predpony "meta-", teda ako metaandezit, metadacit a pod. Dá sa to v prípade, keď sú živce sericitizované, karbonatizované a tmavé minerály nahradené chloritom, serpentinitom atď. Platí to však iba v prípadoch, keď je štruktúra hornín ešte zachovaná a pôvodný typ horniny preukázateľný (Kamenický et al., 1980; Sabine et al., 1985). Študované horniny tzv. hutianskeho vulkanického komplexu nemajú preukázateľné znaky štruktúr vulkanických hornín ani zachované primárne minerály, a preto ich nemožno označovať ani ako metaandezit, metadacit.

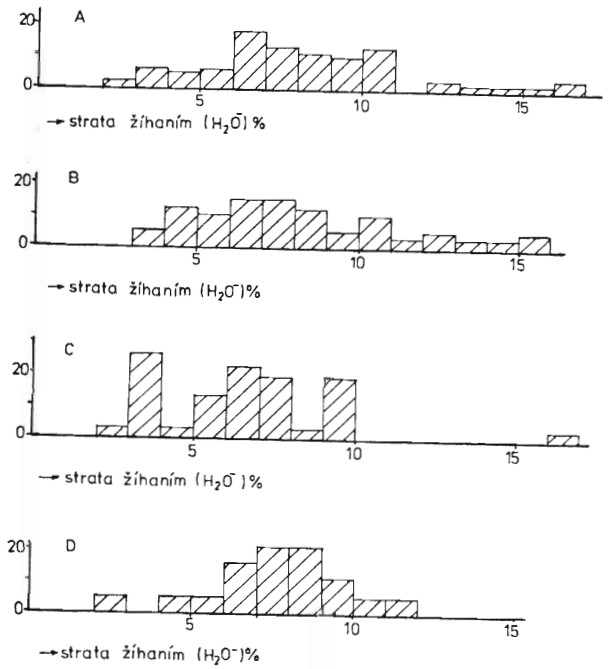


Obr. 8. Diagramy distribúcie Na_2O, K_2O a B v sedimentoch a v horninách tzv. hutianskeho vulkanického komplexu na ložisku Novoveská Huta, ktoré ukazujú, že medzi nimi nie sú výraznejšie rozdiely. A - sedimenty vcelku, B - ílovité bridlice a siltovce, C - pieskovce a zlepence, D - tzv. hutiansky vulkanický komplex (horniny skôr považované za andezity a dacity).

Fig. 8. Distribution of Na_2O, K_2O and B in sediments and rocks of the so called Hutiansky Volcanic Complex of the Novoveská Huta deposit indicating no significant differences between the samples. A - sediments in the whole, B - argillaceous shale and siltstone, C - sandstone and conglomerate, D - the so called Hutiansky Volcanic Complex (rocks assumed earlier to represent andesite and dacite).

Z ložiska Novoveská Huta a tzv. hutianskeho vulkanického komplexu sa uvádzajú tufy, tufity, aglomeráty, vulkanické brekcie (Gregorovič, 1979; Novotný a Miháľ, 1987). Z údajov, ktoré máme k dispozícii, vyplýva, že sa v týchto horninách ojedinele (v akcesorickom množstve) vyskytujú fragmenty premenených hornín, ktorých štruktúra pripomína vulkanické horniny. Keďže sú premenené, ich príslušnosť do horninového typu nemožno určiť jednoznačne. Zistilo sa aj to, že miestami obsahujú plagioklasy rozličnej bazicity, a to od oligoklasu po labradorit. Aj keby išlo o fragmenty nepremenených a identifikovateľných vulkanických hornín, tieto horniny by klasifikačné kritériá na zatriedenie do vulkanoklastík pre nepodstatné zastúpenie v horninách nespĺňali.

Podľa platnej klasifikácie na vyčlenenie pyroklastík, tufitov a epiklastík (Schmid, 1981) možno horninu pomenovať ako tufitický konglomerát, tufitická brekcia atď., ak obsahuje najmenej 25 % vulkanoklastického materiálu (25 - 75 %). Ak sú v hornine iba ojedinelé klasty vulkanických hornín, má sa označovať ako konglomerát, brekcia atď. Nízky obsah vulkanickej prímesi sa môže vyznačovať za názvom horniny, napr. konglomerát s obsahom fragmentov andezitu.



Obr. 9. Diagram distribúcie straty žíhaním (H_2O^-) v sedimentoch a tzv. hutianskom vulkanickom komplexe na ložisku Novoveská Huta. A - sedimenty vcelku, B - ílovité bridlice a siltovce, C - pieskovce a zlepence, D - tzv. hutiansky vulkanický komplex (horniny prv pokladané za andezity a dacity).

Fig. 9. Distribution of ignition loss (H_2O^-) in sediments and the so called Hutiansky Volcanic Complex of the Novoveská Huta deposit. A - sediments in the whole, B - argillaceous shale and siltstone, C - sandstone and conglomerate, D - the so called Hutiansky Volcanic Complex (rocks assumed earlier to represent andesite and dacite).

Pripomienky k vyčleneným bazaltom

Bázické horniny označované ako bazalty sa z ložiskového poľa Novoveská Huta opísali zo štôlne č. 3 (Gregorovič, 1979) a z vrtu 778 z Haniskovej (Gregorovič a Novotný, 1982). Aj tie sme podrobne petrograficky skúmali. Z týchto výsledkov, ako aj z prác uvedených autorov vyplýva, že horniny sú premenené, bez zachovania primárnych minerálov a s úplnou karbonizáciou základnej hmoty (20 - 45 % karbonátov). Opakové lemy na úplne premenených primárnych mineráloch akoby naznačovali intersertálnu štruktúru. Horniny neobsahujú primárne minerály a náznaky štruktúr nie sú hodnoverným klasifikačným kritériom.

Z geochemického hľadiska majú veľmi nízky obsah Na_2O, vysoký obsah K_2O, obsah SiO_2 a Cu, Zn, Co, Ni je oproti bazaltom extrémne nízky (4- až 20-násobne), strata žíhaním je 10,37 až 16,09 %. Tieto horniny nespĺňajú podmienky na klasifikáciu podľa chemického ani minerálneho zloženia.

Premeny v tzv. bázických a intermediárnych vulkanických horninách

Premeny, ktoré nastali v horninách považovaných skôr za bázické a intermediárne vulkanity, sa spájali s uplatnením intenzívnej autometamorfózy a exhalačnej činnosti (Gregorovič a Novotný, 1982; Novotný a Mihál', 1987). Treba poznamanať, že autometamorfóza sa všeobecne chápe ako proces, pri ktorom nastáva premena minerálov v konečných štádiách tuhnutia magmy pôsobením zvyškových roztokov zadržaných v magme.

Láva, ktorá vystúpi na zemský povrch a vytvára lávové prúdy, nie je schopná udržať v sebe také množstvo agensov (hlavne vody), ktoré by mohlo vyvolať v nich autometamorfné premeny takého rozsahu a druhu, ako sme uviedli. Takáto láva nie je schopná ani uvoľňovať také množstvo exhalácií, ktoré by spôsobilo rozsiahlejšie premeny v celom lávovom telese (Naboko, 1959). Je známe, že na premenu vulkanických hornín do štádia, v ktorom nastáva premena primárnych minerálov, treba veľa vody, a to na 1 m^3 horniny minimálne 1 m^3 vody (White, 1974; Forgáč, 1987). S takýmto množstvom roztokov uvoľnených zo žeravo tekutej lávy po jej vystúpení na povrch nemožno počítať. Z toho vychodí, že premeny hornín za uplatnenia autometamorfózy a pôsobenia exhalácií sú nepravdepodobné.

Diskusia

Z uvedených poznatkov jednoznačne vychodí, že niet petrografických ani geochemických kritérií, ktoré by jednoznačne potvrdzovali príslušnosť diskutovaných hornín medzi vulkanity.

Doterajšie ložiskové výskumy venované problematike U a Cu zrudnenia, najmä tie, ktoré sa opierali o klasické teórie, istým spôsobom nabádali hľadať zdroje hydrotermálnych roztokov vo vulkanickej činnosti. S vulkanizmom III. fázy (ryolity) spájal Novotný a Mihál' (1987, 1981), Novotný (1982, 1987) prvú uránovú polohu, s vulkanizmom II. fázy (andezity, dacity) druhú uránovú polohu. Toto zrudnenie spájali s exhalačno-hydrotermálnou činnosťou. S vulkanizmom sa dávalo do súvislosti aj epigenetické Cu-zrudnenie.

Izotopický výskum nepriniesol jednoznačné dôkazy. Štúdium izotopov Pb (Archangelskij a Daniel, 1981) poskytlo údaje o existencii permskej fázy zrudnenia. To však neznamená, že zdrojom

TAB. 1.
Priemerný obsah prvkov (v hmot. %, B v ppm)
Average contents of elements (in weight %, boron in p p m).

	1	2	3	4	5	6	7
Na_2O	1,40	1,31	1,46	0,93	4,04	2,96	3,50
K_2O	4,00	4,88	3,30	4,02	2,77	2,65	2,37
B	195	233	170	127	15	-	-
H_2O^- (str. žíh.)	6,56	6,00	7,00	8,15	-	0,27	1,18

1 - sedimenty vcelku, 2 - ílovité bridlice a siltovce, 3 - pieskovce a zlepence, 4 - horniny skôr pokladané za hutiansky vulkanický komplex a zaraďované medzi andezity a dacity, 5 - intermediárne vyvreté horniny (podľa Vinogradova, 1962),6 - andezity severogemerického permu , 7 - dacity severogemerického permu (6-7 - podľa Vozárovej a Vozára, 1988).

1 - sediments in the whole, 2 - argillaceous slate and siltstone, 3 - sandstone and conglomerate, 4 - rocks assumed earlier to represent the Hutiansky Volcanic Complex, classified as andesite and dacite, 5 - volcanites of intermediate composition (Vinogradov, 1962), 6 - andesite, 7 - dacite of the North Gemeric Permian (6-7 - in Vozárová and Vozár, 1988).

bola vulkanická činnosť, najmä preto, že v tej istej oblasti je známe stratiformné U-zrudnenie (Badár a Afanasiev, 1981). Podľa izotopov C uránová mineralizácia prvej polohy spadá do triasu (Archangelskij a Daniel, 1981).

Odklon od predstavy o spätosti Cu-zrudnenia s permským vulkanizmom je už v práci Hábera (1975, 1982). Štúdium izotopov S v sulfidoch poukázalo na prítomnosť síry biogénneho pôvodu (Háber, ústna informácia). Na sedimentogénny pôvod síry poukazuje aj vysoký pomer Ni/Co (Háber, 1982). V súvislosti s tým netreba "hľadať" vulkanické zdroje zrudnenia.

Metamorfóza týchto hornín je slabá (anchimetamorfóza, Šucha et al., 1990). Zachovali sa v nich sedimentárne textúrne znaky (obr. 1 až 7). Nemožno predpokladať, že by také slabé účinky metamorfózy boli mohli vyvolať také významné premeny masívnych, desiatky a stovky metrov mocných komplexov vulkanických hornín, že by sa neboli zachovali ani pôvodné štruktúry, ani minerálne zloženie.

Z mikroskopického štúdia hornín z IX. a XIII. horizontu vyplynulo, že tieto horniny sú prekremenené a karbonatizované, majú sedimentárne štruktúry a znaky klastogénnych hornín. Podľa nášho názoru to celkom spochybňuje ich príslušnosť k vulkanitom.

Podobne sa dá spochybniť vyčlenenie troch vulkanických fáz v tom poradí, ako ich v ložiskovej stratigrafickej schéme uviedol Novotný a Miháľ (1987). Je prirodzené, že tým nemožno spochybniť prítomnosť vulkanických hornín v severogemerickom perme ako celku. Horniny andezitového typu sme študovali v perme v oblasti Krompách, ryolity pri Stratenej, kde sú minerálne a štruktúrne znaky týchto hornín identifikovateľné.

Záver

Rozsiahle petrografické a geochemické štúdiá nepotvrdili také rozsiahle zastúpenie vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveská Huta, ako sa predpokladalo. Nepotvrdila sa ani postupnosť vulkanických fáz s postupnosťou: bazalty (I. fáza), andezity, dacity (II. fáza) a ryolity (III. fáza).

Vulkanické horniny (ryolity, intermediárne až bázické) sa v ložiskovom poli obmedzene zistili (Čurlík et al., 1985), ale ich rozšírenie a príslušnosť k litostratigrafickým jednotkám nezodpovedajú vypracovanej schéme.

Naše závery nespochybňujú litostratigrafické členenie severogemerického permu ako celku, ale nastoľujú požiadavku rozhodne revidovať názory na geologickú stavbu a stratigrafické členenie v ložiskovom poli Novoveská Huta.

Literatúra

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanattin, B. 1986: A chemical Classification of volcanic Rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology, 27, 475 - 750.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Turan, J., Turanová, L. & Šupala, L. 1984: Albitolites on sedimentary Complex of the North Gemeride Permian. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 6, 727 - 740.*

Čurlík, J., Veselský, J. & Forgáč, J. 1984: Geochémia bóru v horninách severogemerického permu v oblasti Novoveská Huta. *Acta montana, UÚG ČSAV (Praha), 68, 87 - 96.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J. 1985: Geochemický a petrografický výskum v ložiskovom poli Novoveská Huta. *Manuskript - Geofond Bratislava, 287.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J. 1989: Redukčné geochemické procesy v sedimentárnych horninách severogemerického permu. *Mineralia slov., 21, 333 - 344.*

Čurlík, J., Forgáč, J. & Veselský, J. 1991: Petrograficko-geochemický výskum banských diel ložiskového poľa Novoveská Huta Cu-zrudnenia (VP-IX, VP-XIII). *Manuskript -Geofond Bratislava.*

Čurlík, J., Forgáč, J., Veselský, J. & Šupala, L. 1991: Geochemical evolution of deep Exploration Drillhote No-860. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47/il, 63 - 92.*

Forgáč, J. 1987: Geochémia a genéza hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 86, 39 - 72.*

Gregorovič, J. 1979: Správa o výsledkoch petrografického štúdia niektorých hornín ložiskovej oblasti Novoveská Huta. *Manuskript - Geofond Bratislava, 42.*

Gregorovič, J. 1981: Petrografia a premeny vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveská Huta. *Mineralia slov., 13, 554.*

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

Háber, M. 1982: Mineralogicko-petrografický výskum hydrotermál-

nych žíl v Novoveskej Hute. *Manuskript - Geofond Bratislava, 36.*
Hovorka, D. 1986: Poznámky k novému návrhu chemickej klasifikácie vulkanických hornín Komisie IUGS pre petrografickú systematiku. *Mineralia slov., 18, 383 - 287.*
Kamenický, J. & Hovorka, D. 1980: O návrhu Subkomisie IUGS pre systematiku eruptív na klasifikáciu a nomenklatúru vulkanických a niektorých ďalších skupín hornín. *Mineralia slov., 12, 75 - 88.*
Naboko, S. I. 1959: Vulkaničeskije eksgaljacii i produkty ich reakcij. *Trudy Lab. Vulkanol. (Moskva), 16, 253.*
Novotný, L. & Mihál', F. 1981: Geologická stavba ložiska Novoveská Huta. *Mineralia slov., 13, 526.*
Novotný, L. & Mihál', F. 1982: Správa o výskumných prácach na ložisku Novoveská Huta v severogemerickom perme. *Manuskript - archív UP, závod IX, Spiš. Nová Ves, 296.*
Novotný, L. & Mihál', F. 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. *Mineralia slov., 19, 97 - 113.*
Novotný, L. 1987: Náčrt geologickej stavby ložiska Novoveská Huta. *In: Mineralógia uránových a s nimi súvisiacich nerastných surovín (zborník prednášok).UP Spiš. Nová Ves, 186 - 193.*
Paciezna, A. 1983: Geochemia boru v osadach karbonskich rowu moraviecko-lubilskieho. *Arch. mineral. (Warszava), XXXVIII, 2, 89 - 99.*
Sabine, P. A., Horrison, R. K. & Lawson, R. L. 1985: Classification of volcanic rocks of British Isles on total alkali-silica diagram and the significance of alteration. *Brit. Geol. Surv. Report, 17, 4.*
Schmid, R. 1981: Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. *Geol. Rundsch., Bd., 70, 2, 794 - 799.*
Streckeisen, A. 1980: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *Geol. Rundsch., 69, 194 - 207.*
Šucha, V., Širaňová, V. & Toman, B. 1990: Illite as indicator of postsedimentary alteration of the Permian Sediments from the Northern Gemericum. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 5, 457 - 459.*
Taylor, S. R. 1964: Trace elements abundances and the chondritic Earth model. *Geochim. cosmochim. Acta, 28, 1987 - 1999.*
Vinogradov, A. P. 1962: Srednije soderžanije chimičeskich elementov v glavnich tipoch izverženných gornych porod zemnoj kory. *Geochimija, 7, 555 - 571.*
Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 314.*
White, D. E. 1974: Diverse origin of hydrotermal ore fluids. *Econ. Geol., 69, 643 - 715.*

Contribution to the distinction of volcanic rocks in the Novoveská Huta Ore Field

The Novoveská Huta ore deposit localized in North Gemeric Permian is known for its copper and uranium ore. Volcanic rocks have been reported from Permian sequences earlier (Gregorovič, 1979, 1981) and subdivided into three volcanic phases. Rocks of the oldest (1st) volcanic phase have been assigned as basalts, the subsequent one (2nd phase) as volcanite of intermediate composition (dacite) whereas the youngest (3rd) phase was classified as rhyolite. The so called Hutiansky Volcanic Complex composed of andesite and dacite (2nd volcanic phase) has been distinguished by Novotný and Mihál' (1982, 1987).

Rich sample collection has been collected during several years of investigations by the authors. Samples are from drillings (No. 860, 861, 859, 787 and many others) as well as from underground workings, namely from the 9th and 13th levels where volcanites were signalized by maps and profiles of indicated authors. Petrographic and geochemical data obtained by the authors of this paper do not allow to classify these rocks as volcanite. There are many reasons for such decision.

The original mineral composition of these supposedly volcanic rocks has been not preserved in a single case. Neither textural criteria, which may serve as starting point for classification as andesite or dacite are available. In all profiles where the presence of the so called Hutiansky Volcanic Complex supposed, the rock display foliation and sedimentary texture (metasediment texture, Figs. 1 to 4). The groundmass is argillaceous, siliceous-argillaceous or carbonatic-argillaceous. Frequently the rocks are strongly quartzose (silicified), e. g. on the 9th and 13th level. All rocks in this profile are altered: carbonatized and silicified (Figs. 5, 6). Grayish-violet rock varieties contain iron-pigment similar to other sedimentary rocks (Fig. 7).

Accordingly the rocks indicated earlier as the Hutiansky Volcanic Complex (andesite and dacite) in the central part of the deposit do not display the petrographic pattern necessary for their classification as volcanites sensu Streckeisen (1980) and Sabine et al. (1985).

Geochemical investigations into these rocks resulted in new data which are to be assumed. The volcanites presumed earlier in the Hutiansky Volcanic Complex differ from true volcanites by several features: they have significantly lower Na_2O and higher K_2O contents (Figs. 8, 9, Tab. 1). The high CO_2 content (2.70 - 6.19 %) reflects their high carbonate constituent together with high values of ignition loss (H_2O-, Fig. 10, Tab. 1). Boron concentrations are many times higher than in volcanite (5 - 15 p. p. m., Taylor, 1964) and similar contents occur in the neighbor sedimentary rocks (Fig. 11). The rocks indicated earlier as the Hutiansky Volcanic Complex (andesite and dacite) do not correspond to criteria for volcanic rocks neither in their chemistry sensu Le Bas et al. (1986) and Hovorka (1986). Obtained data point to lesser amounts of volcanic rocks in the ore field as supposed earlier. The presumed succession of volcanic phases has not been confirmed neither in which basalt (1st phase), andesite and dacite (2nd phase) and rhyolite (3rd phase) have been indicated. The restricted occurrence of volcanic rocks (rhyolite, intermediate to basic volcanite) found in the ore filed (Čurlík et al., 1985) displays other distribution and relations to lithostratigraphic units as in the scheme by Novotný and Mihál' (1987).

Mineralia slovaca, 24 (1992), 235 - 243

Stratigrafia a tektonika spodnokriedovej vápencovej sekvencie v profile jaskyne Driny (vysocká jednotka, Malé Karpaty)

JOZEF MICHALÍK, DANIELA REHÁKOVÁ a FRANTIŠEK MARKO

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 8. 1. 1992, revidovaná verzia doručená 30. 1. 1992)

Stratigraphy and tectonics of the Lower Cretaceous limestones in the Driny cave section (Vysoká Unit, Malé Karpaty Mts.)

Hauterivian schistose and bedded limestones of the Hlboč Formation, in which the Driny Cave originated, contain microbrecciated beds with Kimmeridgian, Tithonian and Berriasian limestone clasts. The limestone complex is incorporated in a back-thrust slice pattern, which was produced during Post-Paleoalpine deformation of the Vysoká Nappe. The cave follows crossings of three crevices- and faults systems: their direction characterizes the orientation of tensional stresses in the youngest deformation phase in this area.

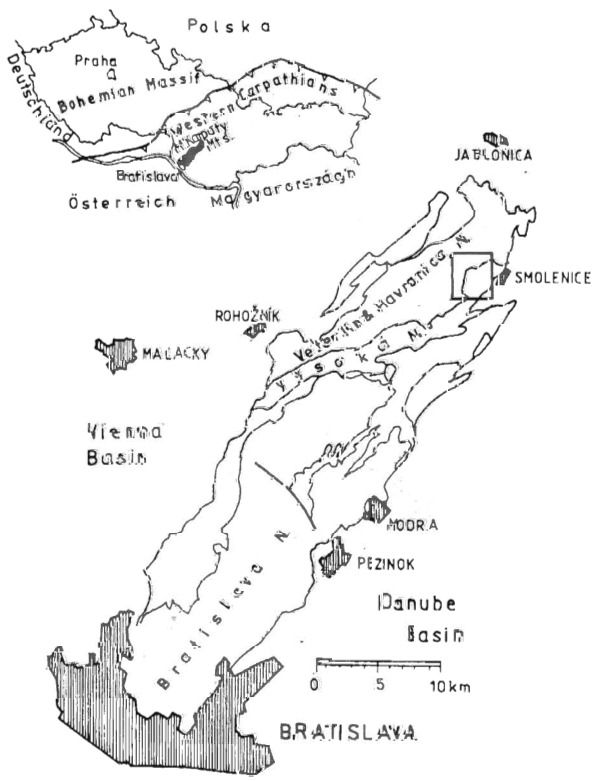
Úvod

Borza a Michalík (1986, 1987) podrobne dokumentovali niekoľko detailných profilov vrchnojurskými a spodnokriedovými súvrstviami vysockého príkrovu v Malých Karpatoch. Kimeridžské až titónske hľuznaté vápence stotožnili s čorštýnskym súvrstvím, v spodnokriedovej sekvencii vyčlenili niekoľko nových litostratigrafických jednotiek (súvrstvie Padlej vody, hlbočské a bohatské súvrstvie). Biostratigrafickým členením týchto súvrství na základe nanoplanktónu, tintiníd, kadosín, stomiosfér, kolomisfér, rádiolárií a ďalších mikroplanktonických zvyškov v najúplnejšom profile Hlboč pri Smoleniciach sa zaoberal Borza a Michalík (1986b) a Michalík et al. (1988, 1990).

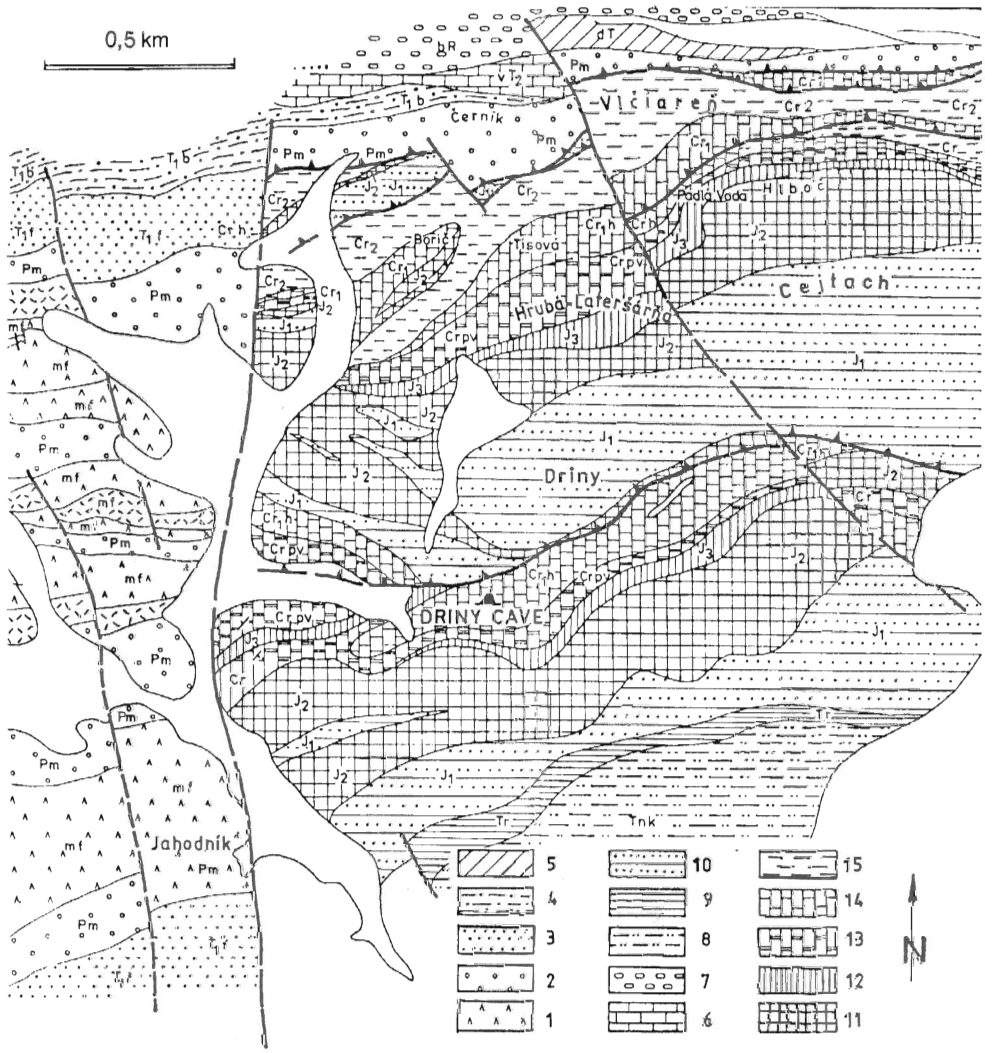
V rámci prípravy exkurzie medzinárodnej geologickej konferencie (Geology of the Alpine-Carpathian junction v Smoleniciach 21. - 25. októbra 1991) sme podrobne študovali profil Driny (Spelecbar) pri portáli jaskyne Driny a kolekciu vzoriek odobraných zo stien jaskyne (spolu 52 výbrusov). Zaoberali sme sa pritom tak geologickou stavbou územia, uložnými pomermi a litostratigrafickým členením sekvencie (J. M.), štúdiom mikrofácií a biostratigrafie vrstvového sledu (D. R.), ako aj analýzou drobnotektonických štruktúr (F. M.).

Geologické pomery lokality

Masy mezozoických hornín, ktoré tvorili teleso pôvodného vysockého príkrovu, sú v Malých Karpatoch rozbité na retrošariážne šupiny a rozvlečené horizontálnymi pohybmi v zóne smerného (strike-slip) posuvu. Sklon vrstiev v západnej časti horstva je strmý, súvrstvia vystupujú v tektonických šošovkách a šupinách (Michalík, 1984;



Obr. 1. Lokalizácia študovaného územia v rámci Západných Karpát (hore) a v rámci Malých Karpát (dole, štvorec, porovnaj s obr. 2).
Fig. 1. Localisation sketch of the studied area in frame of Western Carpathians (above) and in Malé Karpaty Mts. (below, quadrangle, compare with the Fig. 2).

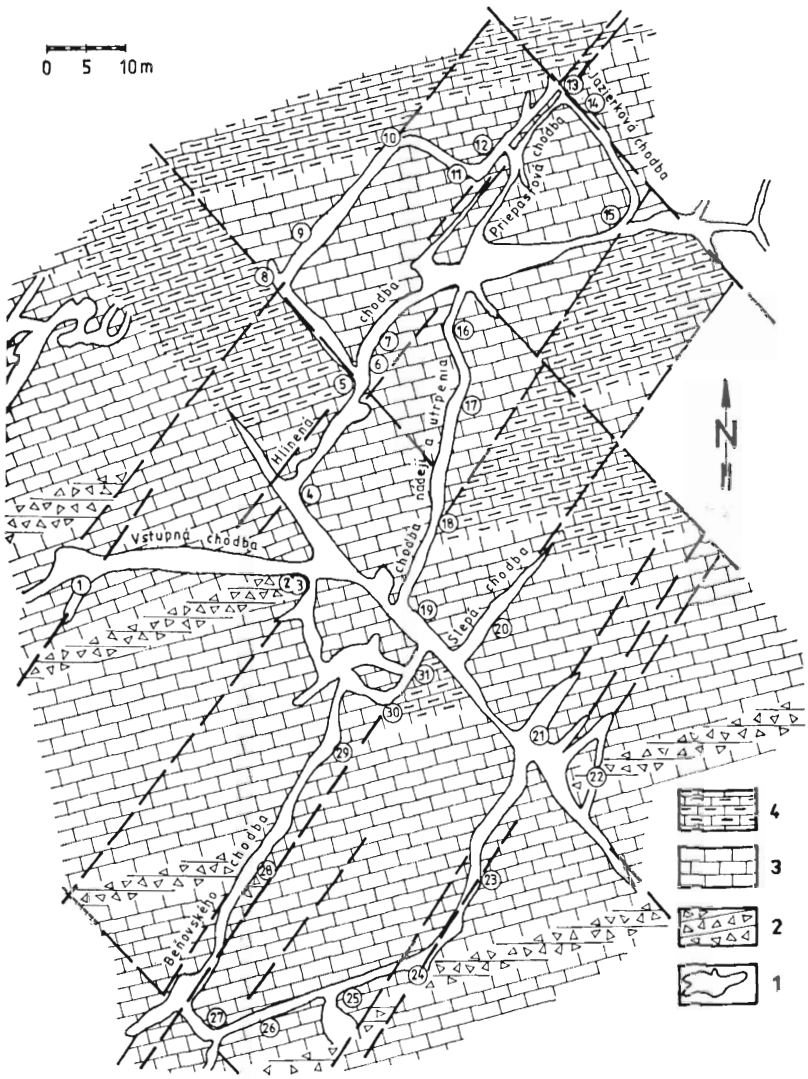


Obr. 2. Geologická skica bloku Driny v SV časti Malých Karpát. 1-7 - veterlínsky príkrov: 1 - melafýry, 2 - permské klastické súvrstvia, 3 - benkovské súvrstvie, 4 - šuňavské súvrstvie, 5 - gutensteinský dolomit, 6 - anaberský vápenec, 7 - veterlínsky rífový komplex; 8-15 - krížňanský príkrov: 8 - karpatský keuper, 9 - fatranské súvrstvie (rét), 10 - liasové krinoidové vápence, 11 - dogerské súvrstvia, 12 - čorštýnske súvrstvie, 13 - súvrstvie Padlej vody (berias - valanžín), 14 - hlbočské súvrstvie (hoteriv - barém), 15 - porubské súvrstvie (alb).
Fig. 2. Geological sketch of the Mt. Driny block in NE part of the Malé Karpaty Mts. 1-7 - Veterlín Nappe: 1 - melaphyres, 2 - Permian clastic formations, 3 - Beňkovský Formation, 4 - Šuňava Formation (Lower Triassic), 5 - Gutenstein Dolomite, 6 - Annaberg Limestone (Anisian), 7 - Veterlín reef complex (late Ladinian- early Carnian); 8-15 - Krížna Nappe: 8 - Carpathian Keuper, 9 - Fatra Formation (Rhaetian), 10 - Lias crinoidal limestones, 11 - Middle Jurassic beds, 12 - Czorsztyn Formation (late Jurassic), 13 - Padlá Voda Formation (Berriasian - Valanginian), 14 - Hlboč Formation (Hauterivian - Barremian), 15 - Poruba Formation (Albian).

Michalík et al., 1990; Plašienka et al., 1991). Smerom na V sa sklon vrstiev zmierňuje. Tektonický blok vrchu Driny pri Smoleniciach (obr. 1, 2) je od centrálnej časti horstva oddelený výrazným severojužným zlomom. Povrch bloku je morfologicky zrelší, zreteľnejšie skrasovatený (Droppa, 1951). Tu sa nachádza jediná poloslepá krasová dolina Hlboč (Michalík et al., 1990) a jediná sprístupnená jaskyňa v Malých Karpatoch. Pokojnejšie uložné pomery a pomerne dobré odkryvy umožňujú sledovať drobné litologické, litofaciálne aj biofaciálne zmeny vo vápencovej sekvencii.

Litologické a stratigrafické pomery

Jaskyňa Driny vznikla v hnedosivých robovcových vápencoch, ktoré sa tradične pokladali za jurské. Oprávnenosť Andrusovovho (1959) predpokladu o ich spodnokriedovom veku sme zistili pri geologickom mapovaní oblasti pre pripravo-

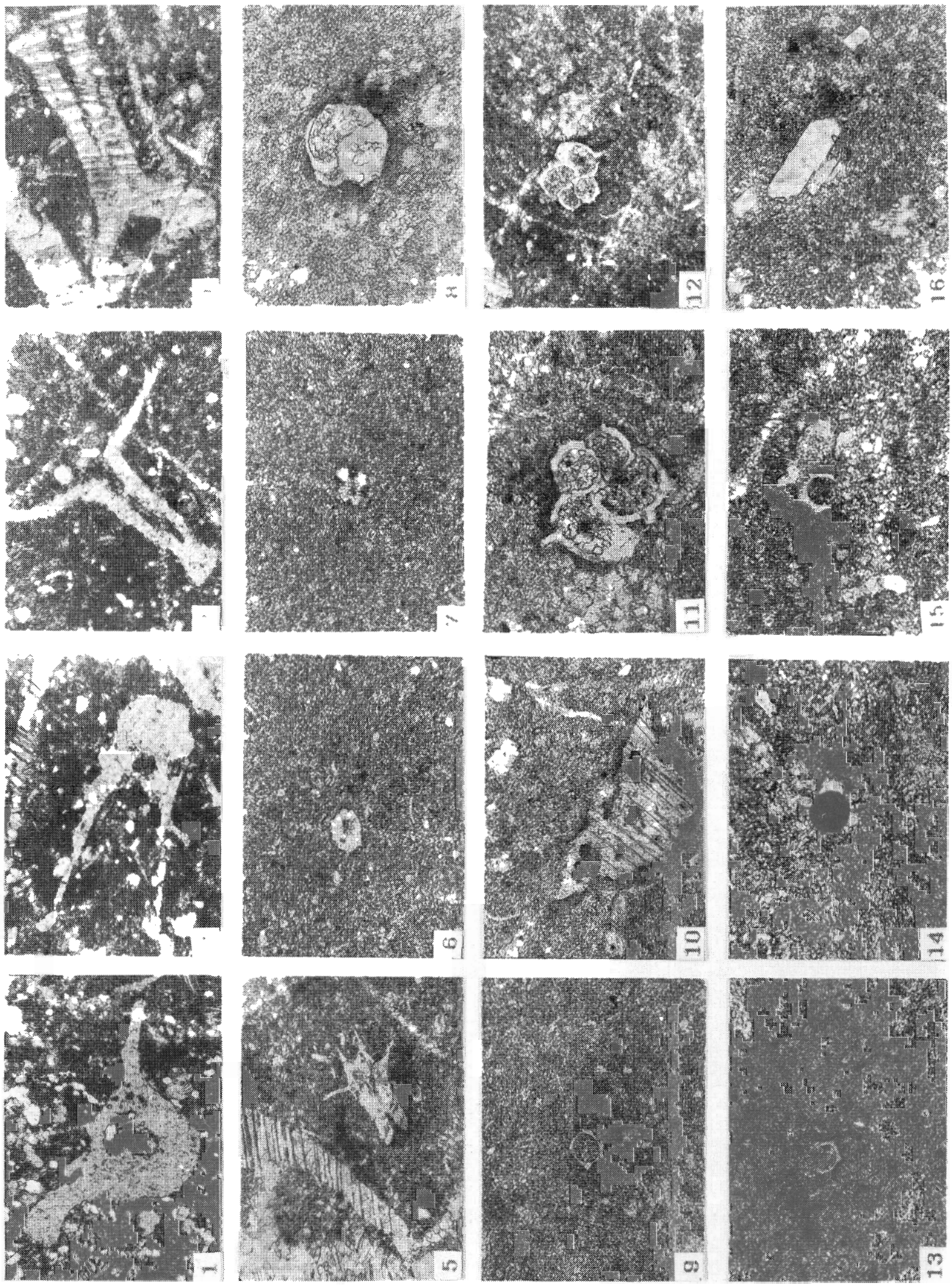


Obr. 3. Geologická skica jaskyne Driny. 1 - jaskynné chodby, 2 - lavicovité mikrobrekciovité vápence, 3 - slienité, miestami bridličnaté vápence hlbočského súvrstvia, 4 - vrstvovité, nezreteľne hľuznaté silicifikované rohovcové vápence. Topografický podklad Barcu a Cebecauera (1969), Správa slovenských jaskýň Liptovský Mikuláš.

Fig. 3. Geological sketch of the Driny Cave. 1 - cave corridors, 2 - bedded microbrecciated limestones, 3 - locally schistose marly limestones of the Hlboč Formation, 4 - bedded indistinctly nodular silicified cherty limestones. Topography by Barca a Cebecauer (1969).

vanú novú geologickú mapu Malých Karpát, (obr.2). Detailný mikrofaciálny, lito- a biostratigrafický výskum ukázal, že vo vrstvovom slede okolia jaskyne možno odlíšiť komplex bridličnatých slienitých vápencov, temer masívne mikrobrekciovité vápence a výraznejšie rohovcové vápence (obr. 3).

Tenkodoskovité svetlosivé, ružovkastosivé a hnedosivé až bridličnaté vápence prvého typu (vrstvy 1 - 17 a 28 - 41 profilu Speleobar, obr. 4) sú prestúpené hľuzami až stratiformnými telieskami rohovcov. V biomikritových a biomikrosparitových "wackestonoch" a "packestonoch" prevláda nanokónová mikrofácia. V asociácii s miestami až horninotvornými nanokónmi sa vyskytujú ojedinelé *Tintinnopsella carpathica* (Murg. a Filip.), *Stomiosphaera wanneri* Borza, *Stom. echinata* Nowak, *Stom. moreti* Durand Delga, *Stom. colomi* Durand Delga, *Colomisphaera conferta* Řehánek, *Colom. vogleri* (Borza), *Colom. heliosphaera* (Vogler), *Carpistomiosphaera valanginiana* Borza, *Amphorellina subacuta* Colom, *Cadosina fusca fusca* Wanner, *Cad. f. cieszynica* Nowak, *Didemnum carpaticum* Mišík a Borza, *Pithonella sp.*, prierezy zväčša kalcifikovaných rádiolárií a globochét. Menej hojné, ale o to zaujímavejšie sú


1
5
9
13
2
6
10
14
3
7
11
15
4
8
12
16

úlomky bentických, často plytkomorských organizmov: machoviek, ofiúr, trubičiek červov, foraminifer *(Nodosaria sp., Patellina sp.,Textularia sp.)* ostrakódov, lastúrnikov, krinoidových článkov, dokazujúce existenciu prúdov transportujúcich sediment z plytkovodnejších oblastí. Z abiotických zložiek sú prítomné zrnká kremeňa siltovej veľkosti, šupinky muskovitu, autigénne kryštáliky živca a pyritu. Oveľa hojnejšie je pyrit zastúpený v kryštalicky nevyvinutých tvaroch. Hornina je miestami silne silicifikovaná, často prestúpená tlakovými mikrostylolitmi.

Masívne hnedosivé až sivohnedé a svetlosivé mikrobrekciovité vápence obsahujú hojné rohovce, často až v stratiformných polohách. Klasty vápencov sú bohaté na úlomky planktonických krinoidov *Saccocoma sp.* a prierezy *Globochaete alpina* Lombard. Niektoré klasty obsahujú *Parastomiosphaera malmica* (Borza) *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga), *Crass. massutiniana* (Colom.), *Crass. parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionellopsis simplex* (Colom.). Asociácie organických zvyškov v klastoch poukazujú na eróziu podložných kimeridžských až beriaských súvrství. Z viacerých profilov centrálnych Západných Karpát opísal Borza et al. (1980 etc.) horizont "nozdrovickej brekcie", obsahujúci klasty rovnakého zloženia, ktorému pripisovali beriasky až spodnovalanžínsky vek. Pretože hoterivský vek hlbočského súvrstvia v okolí jaskyne Driny možno vcelku spoľahlivo doložiť asociáciou mikroplanktónu, ponúka sa niekoľko variantov interpretácie vložiek mikrobrekcií: buď erózia vyzdvihovaných prahov v tejto oblasti pretrvávavala dlhšie, alebo sa tu vyskytlo viacero erozívnych a resedimantačných eventov, aké pomerne často opisuje literatúra zo susedných regiónov (Blau a Grün, 1991; Nagy, 1986). Tretí, najprovokatívnejší variant počíta s nevyhnutnosťou revízie profilov obsahujúcich nozdrovickú brekciu, so spresnením jej stratigrafického rozpätia, litologického obsahu aj sedimentologických znakov s vplyvom na stratigrafickú, paleogeografickú a paleotektonickú interpretáciu tohto výrazného litostratigrafického prvku.

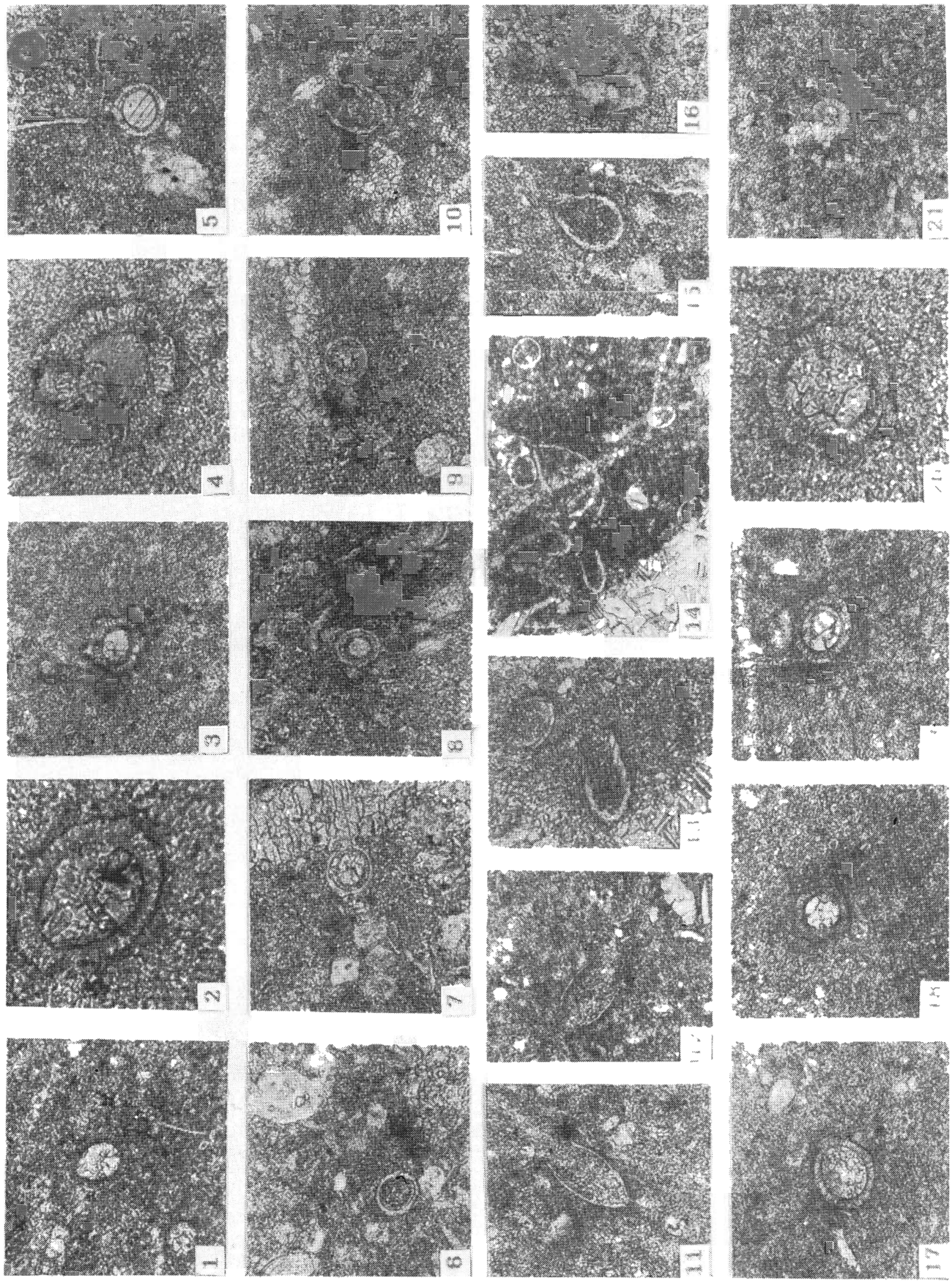
Vplyv tektonických štruktúr na vývoj jaskynného systému

Jaskynné priestory poskytujú geológovi jedinečnú možnosť preniknúť do vnútra horninových masívov, ale bezprostredné pozorovanie štruktúr na stenách jaskynných chodieb často sťažuje rozličné hrubá sintrová výzdoba. Hoci rozsahom neveľká jaskyňa Driny nie je ani v tomto smere výnimkou, jej systém prirodzených chodieb a kaverien je pospájaný umelo vyrazenými koridormi, v ktorých stenách sú tektonické štruktúry bezprostredne pozorovateľné. Ešte dôležitejšiu informáciu o spôsobe vzniku jaskyne poskytuje charakter jaskynného systému. Smer a tvar chodieb prezrádza oslabené miesta s väčšou priepustnosťou, ktoré zväčša vznikli tektonickým porušením v blízkosti zlomových plôch, priestrannejšie kaverny sa zvyčajne tvorili na križovatkách zlomov (obr. 3). Z litologického hľadiska je horninové prostredie v okolí jaskyne Driny homogénne, ani meraná foliácia vápencov nemá vzťah k smeru chodieb (obr. 5). Porovnanie smeru chodieb jaskyne so smermi regionálnych zlomov ukazuje principiálnu zhodu s poruchami tvoriacimi suitu regionálnych zlomov. Z tohto hľadiska prekvapuje sporadické zastúpenie chodieb smeru S-J, rovnobežných s lošonským zlomom, lemujúcim západný okraj bloku Drín. Podľa všetkého treba aj takéto poruchy v masíve Drín očakávať (Chodba nádejí a utrpenia alebo časť Priepastnej chodby) a ich nedostatok v kolekcii dát získaných z jaskyne zrejme spôsobil len jej malý rozsah.

Ďalším kritériom na posúdenie pasívneho vplyvu tektoniky na vznik jaskyne sú mezoskopické štruktúry pozorované na stenách prekopov - tektonické zrkadlá. Aj v tomto prípade je zjavný vzťah medzi

Tab. 1. Mikrofosílie z profilu Driny (Speleobar). Obr. 1-5 zv. 65x, obr. 6-16 zv. 265x. 1-5 - Planktonické krinoidy *Saccocoma sp.* v klastoch titónskych vápencov (1 - vrstva 10, 2 - vrstva 20, 3 - vrstva 26, 4 - vrstva 26, 5 - vrstva 27); 6-7 - *Didemnum carpaticum* Mišík a Borza. Vrstva 3; 8-12 - Zvyšky foraminifer (8 - vrstva 29, 9 - vrstva 35, 10 - vrstva 37, 11 - vrstva 40, 12 - vrstva 49); 13-15 - *Stomiosphaera echinata* Nowak (13 - vrstva 37, 14 - vrstva 39, zatláčanie fosílie pyritom, 15 - vrstva 40); 16 - Autigénny živec. Vrstva 31.

Pl. 1. Microfossils of the Driny (Speleobar) section. Figs. 1-5 are magnified 65x, Figs. 6-16 magn. 265x. 1-5 - Planktonic crinoids *Saccocoma sp.* in Tithonian limestone clasts (1 - bed No. 10, 2 - bed No. 20, 3 and 4 - bed No. 26, 5 - bed No. 27); 6-7 - *Didemnum carpathicum* Mišík and Borza. Bed No. 3; 8-12 - Rests of foraminifers (8 - Bed No. 29, 9 - bed No. 35, 10 - bed No. 37, 11 - bed No. 40, 12 - bed No. 49); 13-15 - *Stomiosphaera echinata* Nowak (13 - bed No. 37, 14 - bed No. 39, substitution of the fossil by pyrite, 15 - bed No. 40); 16 - Authigene feldspar. Bed No. 31.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
21

ich smermi a smermi chodieb, resp. regionálnych zlomov (cf. Hancock, 1985). Najpočetnejšie sú zrkadlá smeru SZ-JV, zväčša strmo sa skláňajúce na obidve strany (takýto smer má i mohutná chodba tvoriaca os celého jaskynného systému), hoci v geologickej stavbe oblasti zlomy tohto smeru zohrávajú len druhoradú úlohu, segmentujúc lošonský zlom. Menej početné sú zrkadlá severojužného smeru, ako aj zrkadlá smeru SV-JV, ktoré majú významné regionálne ekvivalenty, akým je smolenický zlom, reprezentujúci východný okrajový zlom Malých Karpát. Jedno z takýchto zrkadiel sprevádza aj ílovitá výplň (zrejme alochtónneho pôvodu). Tieto zrkadlá bolo možno kinematicky definovať podľa stôp pohybu na ich povrchu. Zistili sme, že mnohé z pozorovaných zrkadiel vznikli na plochách smerných posunov, čo si vyžaduje kompresné podmienky. Morfológia niektorých zrkadiel a prítomnosť kalcitovej aj ílovitej výplne však svedčí o extenzných podmienkach. Pravda túto extenziu možno chápať ako relatívnu, pôsobiacu kolmo na smer kompresie a koexistujúcu s ňou. V našom prípade distribúcia a kinematický charakter tektonických zrkadiel meraných v jaskyni Driny dobre zapadá do modelu pravostranne rotujúcej miocénnej kompresie zo smeru SZ-JV do smeru SV-JZ (Nemčok et al., 1989; Marko et al., 1991).

Pri pohľade na suitu drobných štruktúr meraných v jaskyni Driny prekvapuje neprítomnosť zrkadiel reprezentujúcich v regionálnej stavbe dominujúci smer VSV-ZJZ (resp. V-Z). Vysvetľujeme si to nehomogenitou pozorovaní, spôsobenou zakrytím stien sintrovým povlakom. Tento smer má vstupná chodba do jaskyne a množstvo drobných štruktúr meraných na lokalitách v širšom okolí, najmä v lome pri Lošonci (obr. 5).

Určiť vzťah porúch, výplní a krasových fenoménov je ťažké. Regionálne zlomy, tektonizované zóny a tektonické zrkadlá v nich vznikali v rozličných obdobiach a prinajmenšom od miocénu až do kvartéru ich využívala krasová voda rozličného pôvodu. Možno potvrdiť konštatovanie, že jaskyňa Driny je typickým krasovým fenoménom kontrolovaným disjunktívnou tektonikou, ktorá bola dešifrovaná z celkovej geologickej stavby a potvrdili ju štruktúrne pozorovania tak v samotnej jaskyni, ako aj v jej širšom okolí.

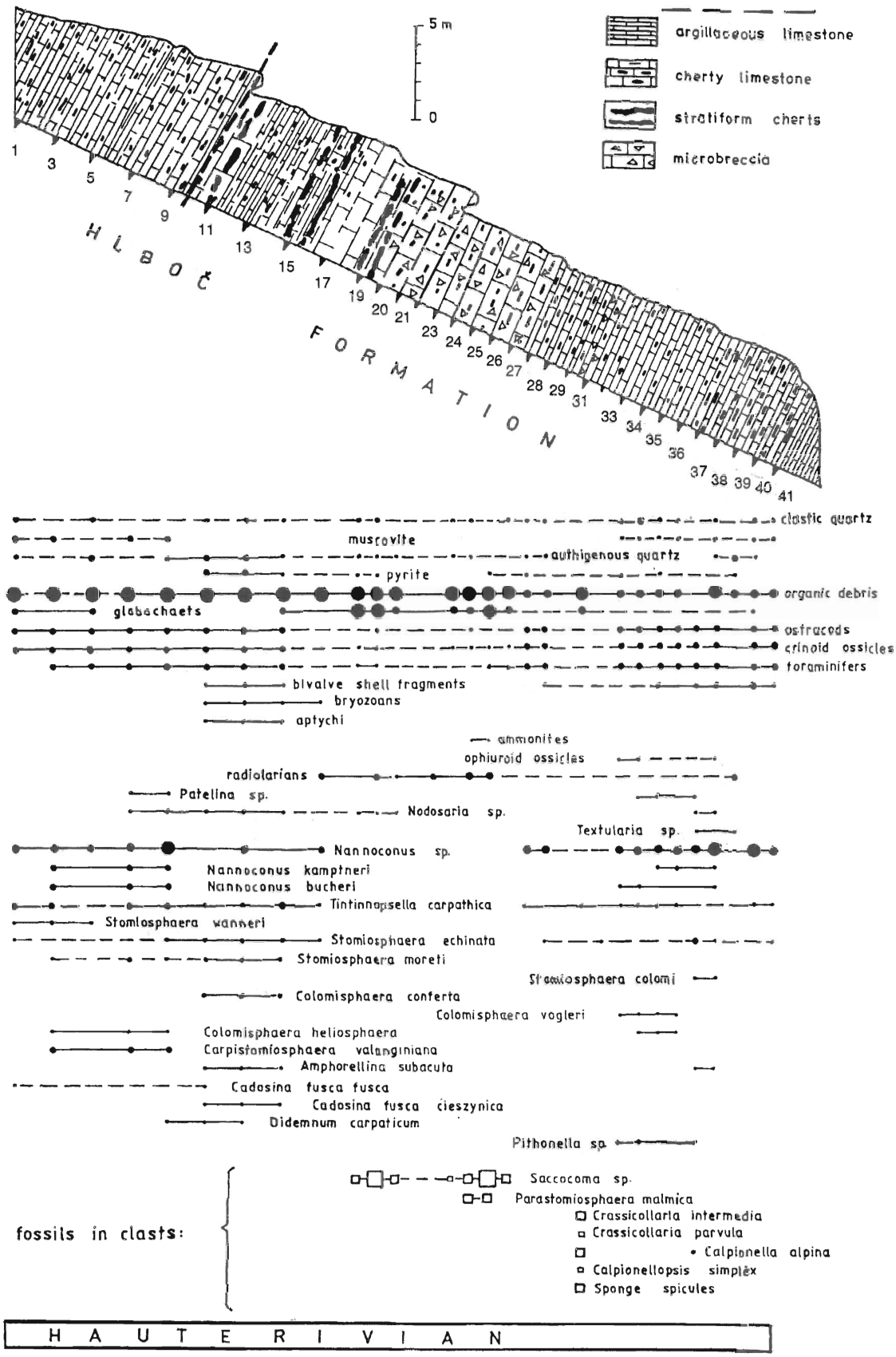
Záver

Jediná sprístupnená jaskyňa v Malých Karpatoch vznikla v hnedosivých rohovcových vápencoch, tradične považovaných za jurské. Pri detailnom biostratigrafickom a mikrofaciálnom výskume sme však zistili, že tento komplex nepravidelne sa striedajúcich masívnych a vrstvovitých (až bridličnatých) biomikritových vápencov typu "wackestones" pozostáva prevažne z nanokónovej mikrofácie. Vzácna *Tintinnopsella carpathica*, *Cadosina fusca fusca* a *Colomisphaera vogleri* indikujú hoterivský vek. Silne tektonizovaná sekvencia obsahuje brekciovité polohy s intraklastmi kimeridžských (*Saccocoma sp.*), spodnotitónskych (*Parastomiosphaera malmica*), vrchnotitónskych (*Crassicollaria parvula*) a beriaskych (*Calpionella alpina*) vápencov typu "packstone".

Jaskyňa Driny sa vytvorila na križovatkách troch systémov puklín a zlomov. Vrstvové plochy, mierne upadajúce na SV nezohrali pri tvorbe jaskynných chodieb významnejšiu úlohu, pretože ich zväčša utesňujú slienité laminy. Najčastejší systém strmých SZ-JV pravostranných (?) posuvov sa skladá zväčša z ťahových, otvorených porúch. Tento charakter má i hlavná chodba, deliaca jaskyňu na dve časti. Iné chodby sledujú posuvné zlomy smeru SSV-JJZ. Tento tiež otvorený systém je rovnobežný s jahodníckym zlomom, ktorý oddeľuje blok Drín od západnejšej časti Malých Karpát. Niektoré

Tab. 2. Zvyšky mikroplanktónu z profilu Driny (Speleobar). Zv. obrázkov 2, 4 a 20 450x, obr. 14 65x, ostatné 265x. 1-4 - *Carpistomiosphaera valanginiana* (Borza), (1-2 - vrstva 3, 3-4 - vrstva 34); 5 - *Stomiosphaera colomi* Durand Delga, vrstva 3; 6-9 - *Parastomiosphaera malmica* (Borza) v klaste spodnotitónskeho vápenca (6 - vrstva 23, 7-9 - vrstva 25); 10 - Klast s *Lorenziella hungarica* Knauer a Nagy, vrstva 23; 11-12 - *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu a Filip), vrstva 29 a 28; 13-14 - Klasty s *Calpionellopsis simplex* (Colom), vrstva 31; 15 - Klast s *Calpionella sp.*, vrstva 37; 16 - Klast s *Crassicollaria brevis* Remate, vrstva 31; 17-20 - *Colomisphaera vogleri* (Borza); (17 - vrstva 3, 18 - vrstva 33, 19-20 - vrstva 35); 21 - *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler), vrstva 35.

Pl. 2. Rests of microplanktic organisms in the Driny (Speleobar) section. Magnification of the Fig. 2, 4 and 20 450x, Fig. 14 65x, all the others 265x. 1-4 - *Carpistomiosphaera valanginiana* (Borza) (1-2 - bed No. 3; 3-4 - bed No. 34); 5 - *Stomiosphaera colomi* Durand Delga, bed No. 3; 6-9 - *Parastomiosphaera malmica* (Borza) in lower Tithonian limestone clasts (6 - bed No. 23, 7-9 - bed No. 25); 10 - Clast with *Lorenziella hungarica* Knauer and Nagy, bed No. 23; 11-12 - *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu and Filipescu), beds No. 29 and 28, respectively; 13-14 - Clast with *Calpionellopsis simplex* (Colom), bed No. 31; 15 - Clast with *Calpionella sp.* Bed No. 37; 16 - Clast with *Crassicollaria brevis* Remane, bed 31; 17-20 - *Colomisphaera vogleri* (Borza); (17 - bed No. 3, 18 - bed No. 33, 19-20 - bed No. 35); 21 - *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler), bed No. 35.



Obr. 4. Distribúcia mikrofosílií v profile Driny (Speleobar) pri portáli jaskyne Driny.
Fig. 4. Distribution of microfossils in the Drins profile (Speleobar) near the port of the Driny cave.

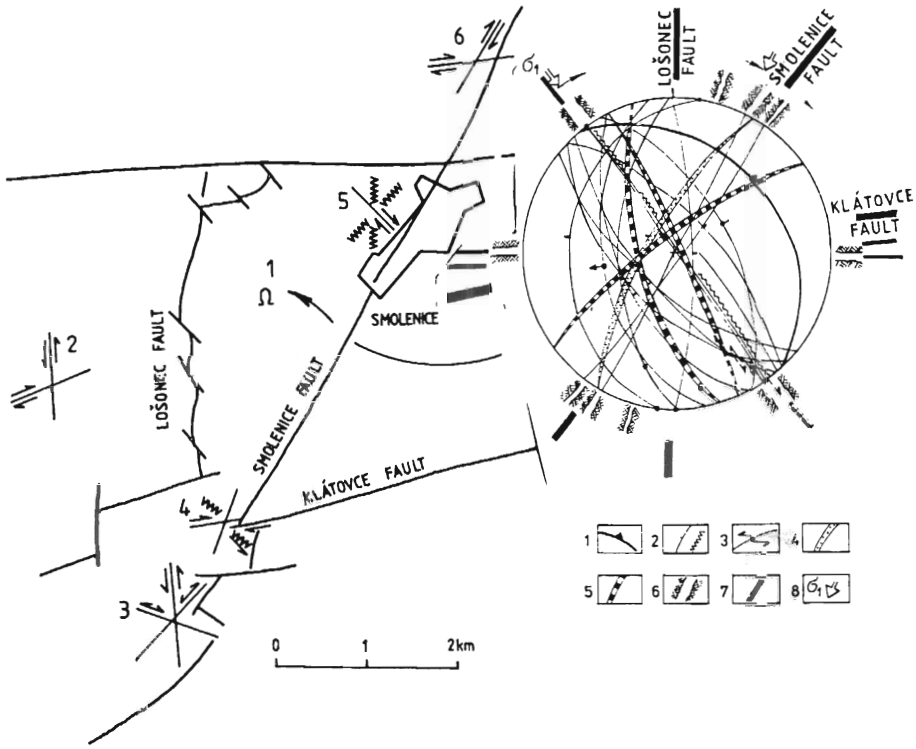


Fig. 5. Lokalizácia drobnoštruktúrnych pozorovaní. 1 - jaskyňa Driny, 2 - Lošonec, kameňolom, 3 - Majdanské, kameňolom, 4 - Lošonec, obec, 5 - Smolenice, dolina Hlboč, 6 - Trstín, lom Šaštiny. Vysvetlivky symbolov v stereograme (spodná hemisféra, ekviplanárna projekcia): 1 - stopa foliácie vápencov, 2 - stopa strižného tektonického zrkadla tenznej poruchy, 3 - stopa ryhovania s vyjadrením relatívneho zmyslu pohybu pozdĺž zrkadla, 4 - ílová výplň poruchy, 5 - kalcitová žila, 6 - smer jaskynnej chodby, 7 - smer regionálnych zlomov, 8 - predpokladaný smer pôsobenia kompresie.
Fig. 5. Localization of microstructural observations. 1 - Driny Cave, 2 - Lošonec Quarry, 3 - Majdanské Quarry, 4 - Lošonec village, 5 - Smolenice, Hlboč Valley, 6 - Trstín, Šaštiny Quarry, Legend to the symbols in the stereogram (lower hemisphere, equiplanar projection): 1 - trace of limestone foliation, 2 - slickenside traces of tensional dislocation, 3 - trace of tectonic grooves with relative movement along slickenside, 4 - clay filling of the dislocation, 5 - calcite vein, 6 - direction of the cave corridor, 7 - direction of regional faults, 8 - supposed direction of the compression.

časti chodieb sledujú menej časté smerné posuvy smeru S-J. Konečne, vstupný koridor je rovnobežný so spätnými prešmykmi, oddeľujúcimi jednotlivé retrošariážne šupiny v tejto časti vysockého príkrovu. Bohužiaľ, prešmykové plochy pre bohatý sintrový pokryv, ktorý znemožňuje mikroštrukturálne výskumy, nebolo možno študovať.

Literatúra

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

Blau, J. a Grün, B. 1991: Umgelagerte Calpionellen im Apt der Lienzer Dolomiten. *61. Jahrestagung der Österr. Paläontol. Gesell., Zusammenfassungen u. Poster, Eggenburg 1991, 5.*

Borza, K. & Michalík, J. 1986a: On stratigraphy and lithology of Czorsztyn Limestone Formation in the Central West Carpathians (Jurassic, Malm). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 259 - 284.*

Borza, K. & Michalík, J. 1986b: Problems with delimitation of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Western Carpathians. *Acta Geol. Hungar., 29, 1 - 2, 133 - 149.*

Borza, K. & Michalík, J. 1987: Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství vysockého príkrovu Malých Karpát. *Knih. Zem. Plyn Nafta, Misc. micropal., 6a, II/l, 203 - 214.*

Droppa, A. 1951: Smolenický kras v Malých Karpatoch. *Zemep. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, 3, 7 - 38.*

Hancock, F. L. 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. *Journ. Struct. Geol., 7, 437 - 457.*

Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Šútovská, K. 1990: Deformácie a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). *Mineralia slov., 22, 399 - 410.*

Michalík, J. 1984: Some remarks on the interpretation of geological development and structure of the NW part of Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 489 - 504.*

Michalík, J., Halásová, E. & Ondrejíčková, A. 1988: Korelácia vertikálneho rozšírenia vrchnojurských a spodnokriedových organizmov v profile Hlboč v Malých Karpatoch. *Mineralia slov., 20, 108.*

Michalík, J., Reháková, D. & Halásová, E. 1990: K stratigrafii jursko-kriedových súvrství v doline Hlboč (vysocká jednotka krížňanského príkrovu, Malé Karpaty). *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 183 - 204.*

Nagy, I. 1986: Evidence of reverse resedimentation and lasting lime mud state in the Upper Jurassic - Lower Cretaceous bathyal limestones of the Mecsek Mountains. *Magy áll. földt. Intéz. évi Jelent., 1981, 592 - 609.*

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. 1989: Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst (Wien), 132, 2, 443 - 458.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M. 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. An overview. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 42, 4, 195 - 208.*

AKTIVITA SGS

D. Reháková a J. Michalík: **Spodnokriedová paleogeografia, litostratigrafia a biostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství v tatriku Malých Karpát** (Bratislava 23.4.1992)

Počas mikrofaciálneho a biostratigrafického výskumu v tatridných mezozoických sekvenciách Malých Karpát sa získali nové údaje o výskytoch mikrofosílií a makrofosílií, o litostratigrafickom členení sedimentárnych sekvencií a o vzťahoch litofácií. Najzaujímavejšie výsledky pochádzajú z oblasti tvorenej kuchynskou jednotkou medzi Pernekom a Rohožníkom. Vrchnojurský až spodnokriedový vrstvový sled možno rozdeliť do nasledujúcich siedmich litostratigrafických celkov.

Typicky kalciturbiditová litofácia, vytvorená zrejme v ústiach kanálov v spodnej časti svahu, má najviac zhodných čŕt so súvrstvím Raptawickej Turne z poľských Tatier, s hlbšou časťou tressensteinských vápencov na prechode do barmsteinského súvrstvia alebo so szárszomlóskym súvrstvím vrchov Villány. Oxfordský až spodnokimeridžský vek bol stanovený na základe sporadického výskytu planktonických krinoidov rodu Saccocoma.

Produktom relatívne stabilného dna panvy so spomalenou sedimentáciou je litofácia nevýrazne hľuznatých biomikritov podobná tegernseeskému vápencu. Patrí spodnotitónskym zónam "borzai" a "malmica".

Tenko doskovité biopelmikritické wackestony až packstony so sakokómovou mikrofáciou sú podobné oberalmským vrstvám. Množstvo dobre zachovaných vrchnotitónskych krasikolárií a kalpionel svedčí o tom, že sa hĺbka panvy nepriblížila úrovni CCD.

Svahové uloženiny zastupuje charakteristická beriaská až valanžinská litofácia biomikrosparitových až biomikritových wackestonov až packstonov s množstvom krinoidov, belemnitov a aptychov a s tintinidmi zón Calpionella, Calpionellopsis a Calpionellites, nazvaná starohlavské súvrstvie (nový termín). Má spoločné črty s durštýnskym súvrstvím, alebo sobotským členom súvrstvia Raptawickej Turne.

Panvovú litofáciu rovnakého veku zastupujú rohovcové biomikritové wackestony pripomínajúce schrambašské vrstvy, alebo mladšie hlbočské súvrstvie.

Litofácia slienitých biomikritových wackestonov zodpovedá definícii lučivnianskeho súvrstvia. Na základe výskytu množstva planktonických foraminifer rodu Hedbergella ju zaraďujeme do barému.

Biomikritové grainstony až packstony predstavujú redeponované sedimenty svahu barémskej karbonátovej platformy podobné muránskemu alebo bohatskému súvrstviu.

Podobná litostratigrafická a mikrofaciálna analýza súvislých profilov umožňuje nielen lepšiu charakteristiku tektonických jednotiek a paleogeografických pomerov, ale aj širokú paleogeografickú koreláciu.

V. Borza: **Litostratigrafia, mikrofácie a kondenzované horizonty jursko-spodnokriedovej sekvencie vysockého príkrovu Malých Karpát** (Bratislava 23. 4. 1992)

Doplnkové mikrobiostratigrafické a geochemické štúdium vrchnojursko-spodnokriedových súvrství vysockej jednotky (Borza, Martiny a Soták, 1992) na základe troch oporných profilov (Šimková, Mesačná skala, Nový dom) pomohlo spresniť stratigrafiu a poskytlo charakteristiku horizontov stratigrafickej kondenzácie tejto jednotky.

Vrchný lias (pliensbach - toark) vo vývoji sivoružových hrubolavicovitých organodetritických vápencov charakterizuje pomerne bohaté foraminiferové spoločenstvo s druhom *Lenticulina cf. varians, Glomospira cf. sinensis, Ophthalmidium martanum, O. leischneri, Agathammina inconstans, Planiinvoluta carinata, Dentalina cf. varians.*

Na rozhraní liasu a dogeru vystupuje 50 cm hrubý horizont karbonaticko-fosfatických brekcií so železitými krustami. Obsah P_2O_5 vo fosfátových klastoch bol stanovený na 22,3 %. Stratigrafická kondenzácia pravdepodobne zodpovedá álenu-? bajoku.

Vrchnojurský vrstvový sled vo vývoji Ammonitico Rosso reprezentujú "spodné" (?bajok - bat - kelovej) a "vrchné" (oxford - titón) hľuznaté vápence oddelené horizontom rohovcových vápencov a silicitov.

Pelagickú sedimentáciu v beriase a baréme zastupuje súvrstvie Padlej vody a hlbočské súvrstvie (Borza a Michalík, 1987). Mikroplanktón súvrstvia Padlej vody patrí beriaskym zónam Calpionella a Calpionellopsis s podzónou C. simplex. Pre hlbočské súvrstvie je v spodných častiach charakteristická mikrofácia s *Calpionellopsis oblonga* a *Calpionellites darderi*, ktorá vyššie prechádza do nanokónovej mikrofácie s *Tintinnopsella carpathica* (zóna Tintinnopsella, K. Borza, 1984). Pre barémske členy je charakteristická nanokónová mikrofácia bez kalpionelíd.

S povahou hlbočského súvrstvia ostro kontrastuje nadložné bohatské súvrstvie vo vývoji organodetritických vápencov s plytkomorskou faunou (echinodermatá, serpulidné červy, ofiúry, gastropóda, machovky). Aptsko-spodnoalbský vek súvrstvia potvrdila prítomnosť foraminiferových zón *Planomalina (Globigerinelloides) algeriana* a *Hedbergella roberti*. V najvyššej časti bohatského súvrstvia je vyvinutý erózno-kondenzovaný horizont glaukonitických vápencov s povlakmi a zátekmi železitých koloidov. Stratigrafická kondenzácia sprevádzaná podmorskou eróziou pravdepodobne zodpovedá najvyššiemu spodnému albu - najspodnejšiemu strednému albu.

Vrchnobarémsko-spodnoalbskú "inverziu" panvy v albe vystriedal nový kolaps dna, ktorý reprezentujú sedimenty bridličnatého porubského súvrstvia (Jablonský, 1986).

Mineralia slovaca, 24, (1992), 245 - 256

Zlato-strieborná mineralizácia žíl v hodrušskom rudnom poli

DUŠAN ONAČILA a ĽUDMILA ROJKOVIČOVÁ
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 11. 2. 1992, revidovaná verzia doručená 6. 3. 1992)

Precious metal mineralization on the Hodruša ore field veins

After the mining of Au-Ag ores on the Hodruša veins had finished in 1950 and after negative report of research and prospection on the prospect of precious metal mineralization, the Hodruša ore field remained on the periphery of interesting on this type of mineralization. However, the present results of mineralogical investigation have confirmed the presence of primary Au-Ag ore mineralization on the mined veins of former "Dolná Hodruša and Horná Hodruša" plant in form of mineral assemblages: electrum, native gold, pyrargyrite, stefanite, polybasite, argentite, miargyrite, freislebenite (?) and freibergite. Structural-tectonic bound of veins on the edges of partial horsts forms their partial independence, which is reflected by a character of mineralization. The abundance of precious metal mineralization, as well as the presence of new mineral assemblages of Ag-Sb sulphosalts in preliminary collected samples has been also confirmed by quantitative chemical analyses from individual vein structures.

Úvod

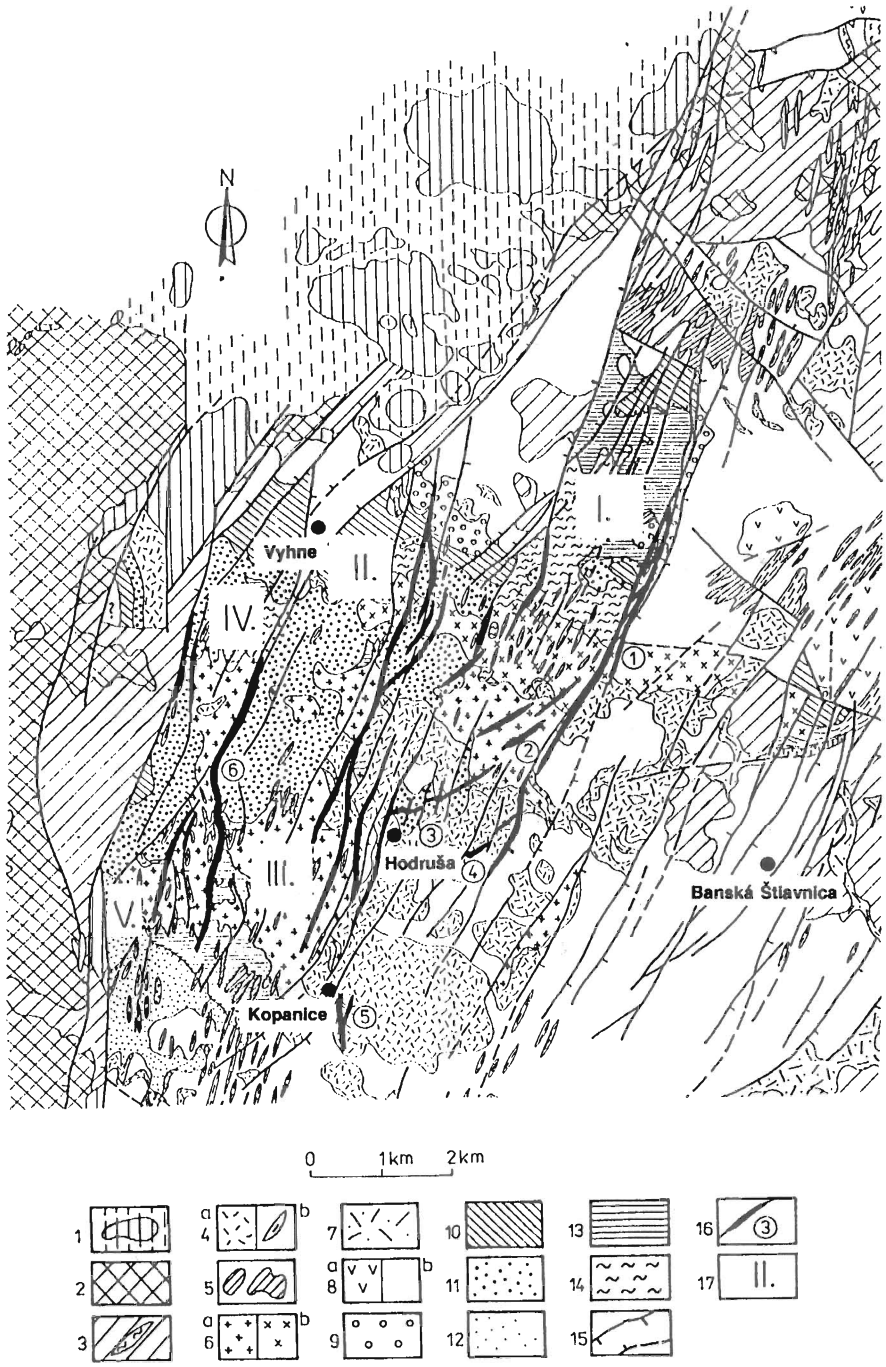
Zrušenie dotácií do ťažby polymetalických rúd v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne v súvislosti s problémami odbytu vyťažených koncentrátov, ako aj sociálna a prevádzková situácia viedli k skončeniu ťažby polymetalických rúd v Banskej Štiavnici a v Banskej Hodruši. Nepriaznivé faktory neželateľne urýchľujú útlm ťažby a skracujú čas potrebný na zhodnotenie potenciálu drahokovovej mineralizácie, ktorá by v súčasnosti mohla obmedziť hospodárske straty a racionálne usmerniť budúcnosť banského podnikania v tejto oblasti. Situáciu navyše sťažuje nedostatok informácií o Ag-Au mineralizácii, spôsobený dlhodobým zameraním na prieskum a ťažbu polymetalickej mineralizácie, ktorá počítala s využitím zlata a striebra len ako vedľajších produktov.

V snahe preklenúť dlhú prestávku v poznávaní hodrušskej drahokovovej mineralizácie nadväzujeme spolu s novými geologickoštruktúrnymi poznatkami na posledné syntetizujúce práce z 50. a 60. rokov. Že naše úsilie nie je zbytočné, dokazujú aj prvé výsledky mineralogického výskumu z orientačných vzoriek odobraných z doteraz prístupných častí dobývok na hodrušských žilných štruktúrach žily Schöpfer, Novej žily Anton, žily Brenner, žilníka Všechsvätých, Východnej žily, žily Jozef, kopanických žíl, ďalej na odkryvoch a kutacích prácach bančianskych žíl a na ich pokračovaní v oblasti Havranieho kameňa a žily Bärenleuten.

Stav poznatkov o zlato-striebornej mineralizácii hodrušských žíl

Hodrušské rudné pole patrilo medzi historicky významné oblasti ťažby Au-Ag rúd na Slovensku. Po období najintenzívnejšej ťažby v 18. a začiatkom 19. stor. ťažba postupne upadala, až sa roku 1950 definitívne skončila. Bohatý archívny materiál z obdobia ťažby poskytuje najmä údaje o banskotechnických podmienkach dobývania, kovnatosti vyťaženej rudy, vzácnejšie o geologicko-tektonickej pozícii, ale mineralogická charakteristika jednotlivých štruktúr zväčša chýba, resp. sa obmedzuje len na vymenovanie jednotlivých minerálov (Bergfest, 1954).

Po skončení ťažby sa mineralogicko-geochemické zhodnotenie vypracovalo na základe výskumov žily Všechsvätých a Schöpfer (Zrůstek, 1957; Koděra, 1959; Kozlovský, 1958 in Koděra, 1960; Koděra, 1969), pričom sa charakter mineralizácie a jej zonálnosť aplikovali na celé hodrušské rudné pole. Koděra (1960) definoval zo žíl hodrušského typu 9 hlavných prínosových periód. Podľa minerálneho zloženia ich rozdelil do týchto troch skupín: čisto kremeňové periódy s akcesorickým zastúpením karbonátov a sulfidov; karbonátové periódy s akce-



Obr. 1. Geologickoštruktúrna schéma štiavnicko-hodrušského hrastu (podľa Konečného a Lexu, 1991). 1 - ryolity jastrabskej formácie, 2 - andezity a vulkanoklastiká IV. etapy, 3 - amfibolickobiotitické andezity studenskej formácie, 4 - dajky a sily kremeňovo-dioritových porfýrov intruzívneho komplexu Banisko, 5 - dajky a štoky granodioritových porfýrov intruzívneho komplexu Zlatno, 6 - diorit a granodiorit hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu, 7 - tufity a sedimenty červenostudnianskeho súvrstvia, 8 - andezity a andezitové porfýry spodnej stavby, 9 - paleogénne konglomeráty, 10 - 13 - mezozoikum chočského príkrovu a série Veľkého boku, 14 - kryštalinikum, 15 - zlomy,16 - významné hodrušské žilné štruktúry; predmet mineralogického štúdia: 1 - bančianske žily, 2 - žily v oblasti Havranieho kameňa, 3 - žila Všechsvätých, 4 - žila Bärenleuten, 5 - kopanické žily, 6 - Schöpfer žila; 17 - čiastkové hrasty.

Fig. 1. Geological-structural scheme of the Štiavnica-Hodruša horst (according to Konečný and Lexa, 1991). 1 - rhyolites of the Jastrabá formation, 2 - andesites and volcanoclastics of the 4th stage, 3 - amphibole-biotite andesites of the Studenec formation, 4 - dykes and sills of quartz diorite porphyries of the Banisko intrusive complex, 5 - dykes and stocks from granodiorite porphyries of the Zlatno intrusive complex, 6 - diorite and granodiorite of the Hodruša-Štiavnica intrusive complex, 7 - tuffites and sediments of the Červená Studňa member, 8 - andesites and andesite porphyries of lower structure, 9 - Paleogene conglomerates, 10 - 13 - Mesozoic of the Choč nappe and the Veľký bok series, 14 - crystalline complex, 15 - faults, 16 - significant Hodruša veins; subject of mineralogical investigation: 1 - Bančianske veins, 2 - veins in the Havraní kameň area, 3 - Všechsvätých vein, 4 - Bärenleuten vein, 5 - Kopanické veins, 6 - Schöpfer vein; 17 - partial horsts.

TAB. 1
Chemické zloženie elektra (v hmot %)
Chemical composition of electrum (in wt %)

		Au	Ag	Cu	Hg	Te	Bi	Suma
Banky	1	63,52	35,85	0,47	0,00	0,00	0,06	99,91
Havraní Kameň	2	63,29	36,36	0,00	0,06	0,00	0,00	99,73
	3	63,53	37,07	0,00	0,00	0,04	0,03	100,69
	4	59,72	40,03	0,00	0,00	0,07	0,04	99,88
Žila Všechsvätých	5	57,96	39,38	1,07	0,00	0,00	0,00	98,42
	6	60,10	39,54	0,00	0,00	0,05	0,06	99,77
Žila Bärenleuten	7	53,17	45,78	0,00	0,08	0,06	0,00	99,11
	8	53,01	45,62	0,00	0,00	0,08	0,00	98,73
Kopanické žily	9	65,45	35,21	0,00	0,06	0,01	0,05	100,79
	10	79,66	20,83	0,00	0,00	0,00	0,00	100,50
Žila Schöpfer	11	65,05	35,19	0,00	0,11	0,06	0,00	100,44
	12	61,50	38,29	0,07	0,04	0,02	0,08	100,03
	13	57,72	39,96	0,05	0,00	0,06	0,01	97,81
	14	59,05	40,00	0,00	0,00	0,01	0,00	99,08

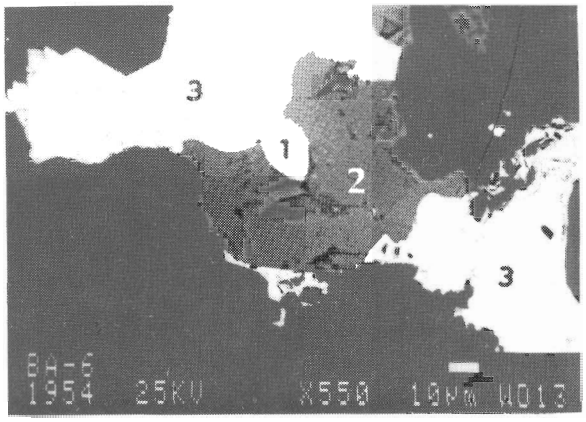
1 - v chalkopyrite (obr. 2), 2 - po obvode sfaleritu (obr. 5), 3 - v žilke so stefanitom v kremeni (obr. 6), 4 - po obvode galenitu v sfalerite, 5 - v chalkopyrite (obr. 8), 6 - v masívnom sfalerite (vzorka z depozitu banského múzea), 7 - v kremeni (obr. 12), 8 - v kremeni, 9 - v kremeni (obr. 13), 10 - v kremeni, 11 - v polybázite, svetlá fáza (obr. 14), 12 - v polybázite, tmavšia fáza, 13 - v pyrite (obr. 16), 14 - v kavernóznom kremeni (vzorka z depozitu banského múzea). Analyzoval Caňo a Siman na elektrónovom mikroanalyzátore JCXA-733, CLEM GÚDŠ Bratislava.
1 - in chalcopyrite (Fig. 2), 2 - along periphery of sphalerite (Fig. 5), 3 - in veinlet with stephanite in quartz (Fig. 6), 4 - along periphery of galena in sphalerite, 5 - in chalcopyrite (Fig. 8), 6 - in massive sphalerite (sample from mining museum deposit), 7 - in quartz (Fig. 12), 8 - in quartz, 9 - in quartz (Fig. 13), 10 - in quartz, 11 - in polybasite, light phase (Fig. 14), 12 - in polybasite, dark phase, 13 - in pyrite (Fig. 16), 14 - in quartz (sample from mining museum deposit).

sorickým zastúpením kremeňa a sulfidov; rudná perióda s prítomnosťou galenitu, sfaleritu, chalkopyritu a pyritu.

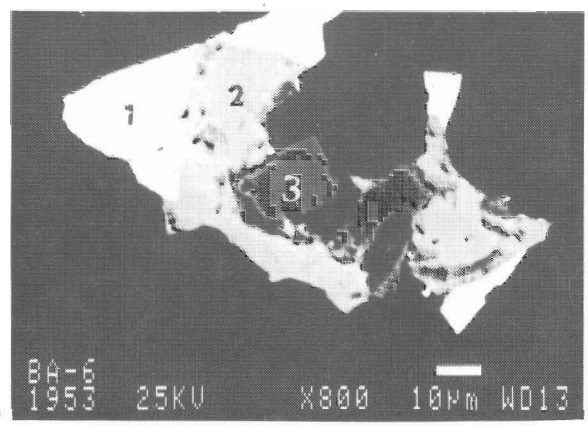
Keďže sa pri paragenetickom a mineralogickom výskume nijaké minerály drahokovovej mineralizácie nezistili, považoval ich Koděra (1960) za vzácne a vyskytujúce sa iba v podpovrchových, už vyťažených častiach žíl. V primárnych častiach žíl predpokladal väzbu striebra iba ako izomorfnú prímes v sulfidoch. Na základe zisteného predpokladal, že iba malá časť strieborných minerálov vznikla primárne. Hlavný dôraz kládol na procesy v oxidačnej a cementačnej zóne a hydrotermálnej činnosti po šiestej prínosovej perióde, v rámci ktorej sa vylúhovalo striebro zo sulfidov a premiestnilo sa do vrchnejších častí žíl. Zlato sa nezistilo a preto sa formy jeho vystupovania a vzťah k sulfidickej či striebornej mineralizácii neriešili.

Zameranie ťažby na polymetalické rudy, negatívne výsledky likvidačného prieskumu žily Schöpfer (Harazim, 1955) zakonzervovali stav poznatkov, a tak sa ďalšie výskumné práce orientované na problematiku hodrušskej drahokovovej mineralizácie nerealizovali. Istú nádej oživiť aktivitu a záujem o zlato-striebornú mineralizáciu priniesol vyhľadávací prieskum lokality Banky (Polák, 1965, 1965a). Jeho cieľom bolo overiť zásobu polymetalických rúd a zistiť perspektívu hĺbkového pokračovania drahokovových žíl. Prieskum nádeje zaistiť zásobu polymetalických rúd nepotvrdil, ale poukázal na perspektívu drahokového zrudnenia aj vzhľadom na to, že sa staré bančianske baníctvo skončilo pre ťažkosti súvisiace s čerpaním vody z hlbinných obzorov, a nie v dôsledku zmeny v kvalite rudy. Nezáujem o rozvoj ťažby Ag-Au rúd skončil prieskumnú činnosť v tejto oblasti. Nemožno v tejto situácii neuviesť zaujímavú myšlienku z jeho záverečnej správy: "Azda v budúcnosti, až sa ukáže ekonomická možnosť alebo nutnosť ťažby drahokovových rúd, bude tento objekt vhodným úvodom do prieskumu pre oblasť stredoslovenských neovulkanitov".

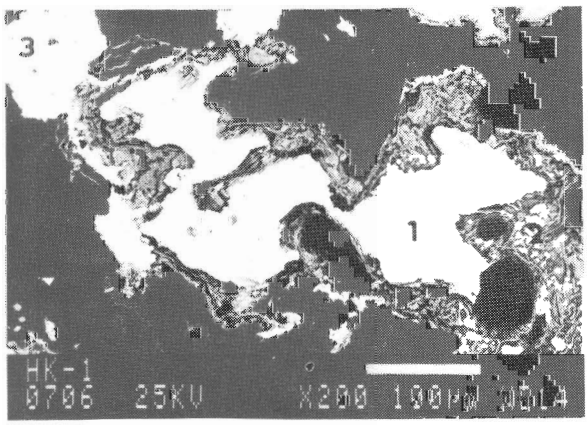
Ani posledná väčšia prieskumná aktivita zameraná na overenie hĺbkového pokračovania hodrušských žíl (Gavora, 1984) nepriniesla výraznejšie výsledky, ktoré by podnietili intenzívnejší záujem o drahokovovú mineralizáciu. Ten vzrástol po objavení nového výskytu zlata v severnej časti žily Rozália na XIV. obzore, ktorý sa však z doterajších metalogenetických schém postavenia drahokovovej mineralizácie v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode vymyká. Jeho pozícia v priestore Cu zóny, pod


3
1
2
3
BA-6
1954 25KV X550 10µm WD13

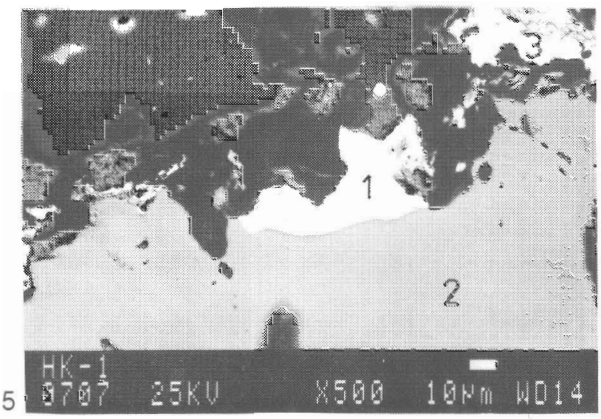
2


1
2
3
BA-6
1953 25KV X800 10µm WD13

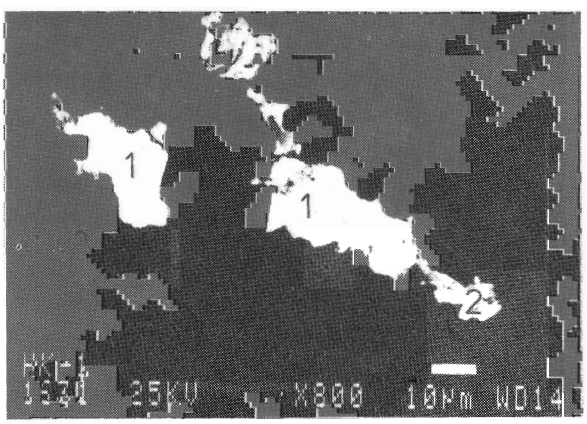
3


3
1
2
HK-1
0706 25KV X200 100µm WD14

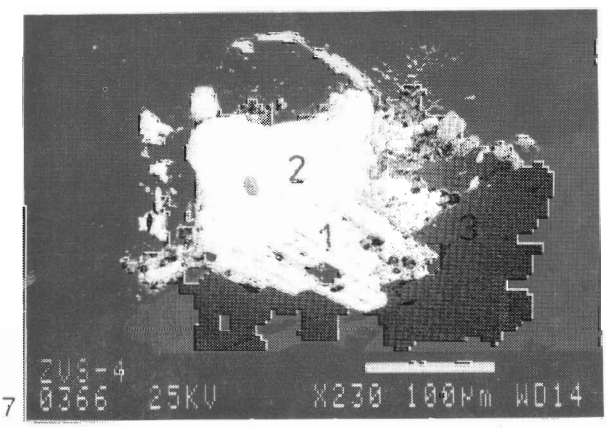
4


3
1
2
HK-1
0707 25KV X500 10µm WD14

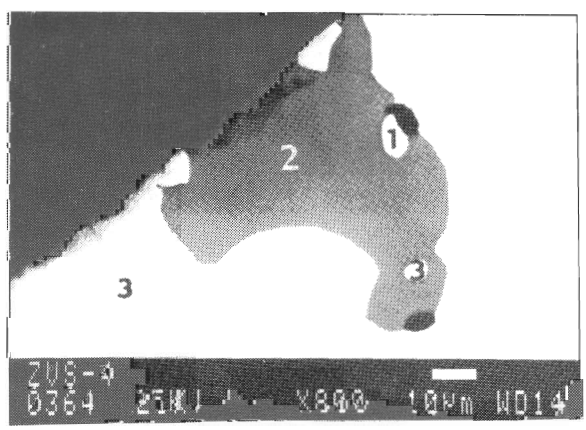
5


1
1
2
HK-1
1954 25KV X800 10µm WD14

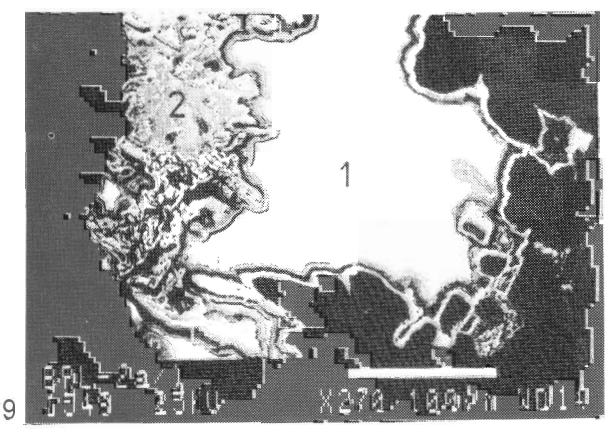
6


2
1
3
ZUS-4
0366 25KV X230 100µm WD14

7


1
2
3
ZUS-4
0364 25KV X800 10µm WD14

8


2
1
0543 25KV X270 100µm WD14

9

ktorou sa v zmysle doterajších poznatkov nepredpokladali ďalšie paragenetické zóny (Koděra, 1965), je netypická. Nejasný vzťah k žilným štruktúram, variabilita obsahu Au a netradičné mineralogicko-paragenetické vzťahy sú v súčasnosti predmetom intenzívneho výskumu a prieskumu.

Geologickoštruktúrna pozícia žíl v hodrušskej časti hrastu

Štiavnicko-hodrušský hrast má svoju vnútornú dynamickú štruktúru, v rámci ktorej sa rozpadá na čiastkové hrasty a depresie. Tie vytvorili základný štruktúrny rámec na cirkuláciu hydrotermálnych rudonosných roztokov vyvolanú súhrnnou tepelnou anomáliou dioritu, granodioritu a ostatných subvulkanických intruzívnych telies (Štohl et al., 1990).

V hodrušskej časti sa čiastkové hrasty výrazne prejavujú vďaka kontrastnej geologickej stavbe (Konečný a Lexa, 1990). Najvýraznejším je (obr. 1) "bukovecký hrast", (I). Jeho východný okraj vytvoril štruktúrny rámec pre bančianske žily, žilu Bärenleuten, žily v oblasti Havranieho kameňa (Rabenstein), žilu Jozef, žilník Všechsvätých a Východnú žilu. Na západnom okraji je žila Windischleuten a Ján Benedikti. Schematicky sme znázornili aj ďalšie hlavné žilné štruktúry: žilník A. Paduánskeho a žilu Alžbeta (na východnom okraji čiastkového hrastu II), žilu Mikuláš, Finsterort a Brenner (na východnom okraji čiastkového hrastu III), žilu Schöpfer a Kliment (vo východnej časti čiastkového hrastu IV a V), žilu Colloredo a Melango (v strednej časti čiastkového hrastu V), žilu Trojkráľová (na západnom okraji čiastkového hrastu IV). Pozícia kopanických žíl nie je z tohto pohľadu jednoznačná, ale mohla by zodpovedať vnútornej časti "bukoveckého hrastu", ktorého východný okraj na J od hodrušského údolia je značne komplikovaný (križovanie smeru JZZ - SVV a SV - JZ až S - J).

Všetky žily sú v tektonicky najexponovanejších štruktúrach, ktoré sa periodicky oživovali pri výzdvihu hrastu a vytvárali najvhodnejšie podmienky na cirkuláciu hydrotermálnych roztokov. Žily vo vnútorných častiach čiastkových hrastov sú menšie, ojedinele zrudnené.

Úzka spätosť vzniku žilných telies s tektonickým režimom pohybu čiastkových hrastov vytvára zodpovedajúcu vývojovú samostatnosť žíl, a tá sa odráža v charaktere mineralizácie.

Charakter drahokovovej mineralizácie

Už prvé výsledky mineralogického štúdia na základe orientačne odobraných vzoriek potvrdili, že výskyt drahokovovej mineralizácie nie je až taký vzácny a že starí baníci zanechali z nej aspoň toľko, aby naďalej vzbudzovala záujem výskumu, prieskumu a snáď aj ťažby.

Bančiansky žilný systém

Žilný systém je vyvinutý na východnom okraji čiastkovej hrastovej štruktúry smeru SV - JZ. Najmohutnejšie sú žily v oblasti osady Banky, kde bolo v minulosti centrum ťažby. Najvýznamnejšou je žila Rummel-Hoffer, známa v dĺžke cca 1200 m. Okolo nej je rad diagonálnych a paralelných žíl, ktoré zodpovedajú komplikovanej tektonickej situácii.

O charaktere zrudnenia je málo údajov. Ťažba sa tu

Obr. 2. Elektrum (1) uzatvárané v chalkopyrite (2) na kontakte s galenitom (3). Banky. Nábrus v riadkovacom elektrónovom mikroskope - kompozícia (SEM).
Fig. 2. Electrum (1) enclosed in chalcopyrite (2) on contact with galena (3). The Banky locality. Polished section in scanning electrone microscope - composition (SEM).
Obr. 3. Freibergit (1) obrastá chalkopyrit (2) a pyrit (3). Banky. (SEM).
Fig. 3. Freibergite (1) encircles chalcopyrite (2) and pyrite (3). The Banky locality. (SEM).
Obr. 4. Pyrargyrit (1) je lemovaný akantitom (2). V asociácii s nimi vystupuje galenit (3). Havraní kameň. (SEM).
Fig. 4. Pyrargyrite (1) is rimmed by acanthit (2), galena occurs in association with them (3). The Havraní kameň locality. (SEM).
Obr. 5. Elektrum (1) narastá na sfalerite (2), ktorý prerastá galenitom (3). Havraní kameň. (SEM).
Fig. 5. Electrum (1) grows on sphalerite (2), which intergrows with galena (3). The Havraní kameň locality. (SEM).
Obr. 6. Elektrum (1) vystupuje so stefanitom (2) v kremeni. Havraní kameň. (SEM).
Fig. 6. Electrum (1) occurs with stephanite (2) in quartz. The Havraní kameň locality. (SEM).
Obr. 7. Polybázit (1) zatláča galenit (2) v asociácii s chalkoypritom (3). Žila Všechsvätých. (SEM).
Fig. 7. Polybasite (1) replaces galena (2) in association with chalcopyrite. The Všechsvätých vein. (SEM).
Obr. 8. Elektrum (1) uzatvárané v chalkopyrite (2), ktorý zatláča galenit (3). Žila Všechsvätých. (SEM).
Fig. 8. Electrum (1) enclosed in chalcopyrite (2), which replaces galena (3). The Všechsvätých vein. (SEM).
Obr. 9. Miargyrit (1) je lemovaný bližšie neurčeným AgSbS minerálom (2). Žila Bärenleuten. (SEM).
Fig. 9. Miargyrite (1) is rimmed by nearly unidentified AgSbS mineral (2). The Bärenleuten vein. (SEM).

skončila roku 1858. Celkový pohľad na povahu zrudnenia na základe štúdia archívnych údajov a prieskumných prác v rokoch 1959 - 1962 uvádza Polák (1965). Opísal štyri základné typy žíl: 1. mohutné kremeňové žily s nevýrazným prechodom do nadložia a podložia (miestami s mocnosťou 10 - 16 m), ktoré tvorí sivý jemnozrnný kremeň a pyrit; prenikajú ich žilky opalitového kremeňa s adulárom s prítomnosťou galenitu, sfaleritu; 2. kremeňové a kremeňovo-karbonátové žily mocné 1 - 2 m tvorené brekciami silicifikovaných hornín a tmelené bielosivým kremeňom s pyritom, chalkopyritom a sfaleritom; 3. kremeňový žilník v diorite s vtrúseninami pyritu, sfaleritu a galenitu; 4. žilovina so zvýšeným podielom galenitu a iných sulfidov, miestami až masívneho charakteru, s páskovanou a brekciovou textúrou.

Drahokovová mineralizácia sa charakterizovala len geochemicky (z vrtov XH a vyzmáhaných štôlní) a opísala iba podľa archívnych materiálov ako "neobvyklá striebronosná olovenorudná formácia" s výskytmi rýdzeho zlata a striebra, argentitu a pyrargyritu v sfalerite, striebronosného a zlatonosného galenitu.

Na naše štúdium sme odobrali vzorky z povrchových dobývok južnej časti bančianskeho rudného poľa (osada Hadová). Polymetalická mineralizácia v doteraz zhodnotených nábrusoch je nepravidelne rozptýlená v poréznej kremeňovej žilovine. V kvantitatívnom zastúpení mierne prevažuje chalkopyrit a sfalerit nad galenitom a pyritom. Z drahokovovej mineralizácie sa identifikovalo elektrum a freibergit- $(Cu, Ag)_{10}(Fe, Zn, Hg ...)_2(Sb, As)_4S_{13}$. Elektrum (tab. 1) pozorovať vo forme izometrických zŕn v kremeni alebo uzatvárané v chalkopyrite na rozhraní s galenitom (obr. 2). Freibergit (obr. 3) s obsahom striebra do 17 hmot % intenzívne zatláča chalkopyrit.

Žily v oblasti Havranieho kameňa

Juhozápadným pokračovaním bančianskeho žilného systému sú početné žilky a žily, ktoré miestami prechádzajú do širších silicifikovaných zón. Celá táto oblasť je významná tým, že sa tu oddeľujú a individualizujú tektonické štruktúry:

a) smeru SVV - JZZ, pokračujúce do oblasti žilníka Všechsvätých a Východnej žily,

b) smeru SV - JZ až SJ, ktoré sú priamym pokračovaním žily Rummel južným smerom na žilu Bärenleuten.

Žily v oblasti Havranieho kameňa sú vyvinuté v prostredí granodioritu na tektonických štruktúrach paralelných so štruktúrami, do ktorých intrudoval sil kremeňovo-dioritového porfýru. Niektoré z nich (Rabenstein, Umbruch) sa na krátkych úsekoch dobývali povrchovými dobývkami a overovali sa aj v hlbšej úrovni, napr. žila Rabenstein v štôlni Zlatý stôl. Vystupuje na kontakte silne rozloženého granodioritu so spodnotriasovými bridlicami, ktoré sú tektonicky porušené, avšak bez náznaku skarnového procesu. Žilná výplň je kremeňová, brekciovitá s blokmi a fragmentmi silicifikovaného alebo argilizovaného granodioritu.

Vzorky, ktorých hodnotenie uvádzame, sme odobrali zo starých kutacích štôlní a z povrchových dobývok žily Rabenstein a Umbruch. Drahokovová mineralizácia vystupuje vo svetlej, čiastočne pyritizovanej kremeňovej žilovine so závalkami horninotvorných fragmentov alebo v kavernóznom kremeni. Pyrit je sprevádzaný sfaleritom, galenitom a chalkopyritom. Predstaviteľmi Ag-mineralizácie je pyrargyrit-Ag_3SbS_3, stefanit-Ag_5SbS_4, akantit-Ag_2S a freibergit, Au-mineralizácie elektrum (tab. 1). Sú produktom najmladšej rudnej mineralizačnej periódy; tvoria výplň medzizrnových priestorov kremeňa, prenikajú pozdĺž hraníc jeho zŕn aj úlomkov hornín.

Pyrargyrit pozorovať vo forme krátkych žilôčok, samostatných hypidiomorfne až alotriomorfne vyvinutých zŕn, ktorých veľkosť dosahuje 0,4 mm. Zatláča ho akantit väčšinou vo forme súvislých lemov (obr. 4). Chemické zloženie pyrargyritu stanovené elektrónovou mikroanalýzou- $Ag_{3,12}Sb_{1,06}S_3$ zodpovedá jeho teoretickému zloženiu. Menší prebytok kovov (najmä Ag) spôsobila evaporácia síry počas analýzy. Stefanit lalokovite preniká do medzizrnových priestorov kremeňa, ale možno ho pozorovať aj vo forme hypidiomorfne vyvinutých zŕn (veľkých do 0,3 mm) izolovaných v kremeni alebo po obvode galenitu a sfaleritu. Akantit tvorí izolované zrná v medzizrnových priestoroch kremeňa a súvislé lemy okolo pyrargyritu. Freibergit s obsahom Ag do 12 hmot % pozorovať po obvode sfaleritových a pyritových zŕn alebo v asociácii s akantitom.

Elektrum bolo identifikované vo forme hypidiomorfne izolovaných zŕn buď priamo v kremeni, alebo na rozhraní jeho zŕn; po obvode sfaleritu

TAB. 2
Kvantitatívne chemické analýzy mineralogicky spracovaných vzoriek (v ppm)
Qantitative chemical analyses of mineralogically investigated samples (in ppm)

		Au	Ag	Sb	As	Pb	Zn	Cu
Ba-6		2,4	194	26	24	704	456	62
Ba-7/1	1	4,77	444	58	0	3400	349	225
Ba-9/1		1,87	84	102	31	14800	6100	1988
JH-1		6,36	710	136	45	1207	240	230
HK-1	2	2,62	220	37	35	347	168	5
HK-2š		3,03	209	121	42	1068	482	97
ŽVŠ-4	3	0,94	69	90	37	14500	30500	5251
BRL-2a	4	12,22	4540	1375	39	929	603	27
BRL-1		2,82	42	57	0	2500	12800	2069
KC-1	5	2,84	1432	25	31	80	73	93
KC-2		17,32	1720	29	16	22	39	60
SCH-1		2,46	555	49	20	7400	12700	4032
SCH-3	6	1,66	148	33	7	326	525	182
SCH-4		1,59	255	59	36	226	582	62

1 - bančianske žily, 2 - Havraní kameň, 3 - žila Všechsvätých, 4 - žila Bärenleuten, 5 - kopanické žily, 6 - žila Schöpfer. Metodika stanovenia: AAS-Au, Ag (nad 400 ppm), Zn(nad 2500 ppm); RFA-Ag, Sb, As, Pb, Zn, Cu. Geoindustria Praha.
1 - Banky vein system, 2 - Havraní kameň, 3 - Všechsvätých vein, 4 - Bärenleuten vein, 5 - Kopanice veins, 6 - Schopfer vein. Analytical metods: AAS - Au, Ag (over 400 ppm), Zn (over 2500 ppm); x-ray flourescence analysis - Ag, Sb, As, Pb, Zn, Cu. Geoindustry Praque.

(obr. 5), na kontakte galenitu so sfaleritom, ale tiež v žilkách (do 0.X mm) spolu so stefanitom (obr. 6). Veľkosť zŕn elektra dosahuje 70 μm, rýdzosť kolíše v rozpätí 600 až 630 (tab. 1).

Žila Všechsvätých

Žila Všechsvätých bola jednou z najvýznamnejších v hodrušskom rudnom poli. Je vyvinutá v priestore, kde sa stretajú tektonické štruktúry smeru SVV-JZZ s tradičným smerom SV-JZ, čím sa vytvorili vhodné štruktúry na cirkuláciu hydrotermálnych roztokov. Podložím žily je granodiorit, nadložím kremeňovo-dioritový porfýr, ktorý intrudoval na oslabenej zóne kontaktu granodioritu a nadložného mezozoického komplexu. Žila je prevažne kremeňová, kremeňovo-karbonátová. Typická je masívna a brekciovitá žilná výplň. Charakter žily podrobnejšie opísal Koděra (1960) a na základe jej štúdia a žily Schöpfer (Zrůstek, 1957; Kozlovský, 1958, in Koděra, 1960) aplikoval výsledky výskumu na celé hodrušské rudné pole. Postavenie drahokovovej mineralizácie v sukcesii sa jednoznačne nestanovilo. Z Ag minerálov sa zistil iba jeden bližšie neurčený minerál v druhej perióde a geochemicky stanovený zvýšený obsah Ag v piatej a šiestej perióde sa interpretoval ako izomorfná prímes v sulfidických mineráloch.

Vzorky, ktorými dokumentujeme charakter drahokovovej mineralizácie, sme odobrali z východnej časti žily cca 500 m severne od šachty Lill v oblasti zrobu Erzsinken na výškovej úrovni Dolného horizontu (390 m n. m.) a z oblasti Východnej žily na výškovej úrovni Hodrušskej dedičnej štôlne.

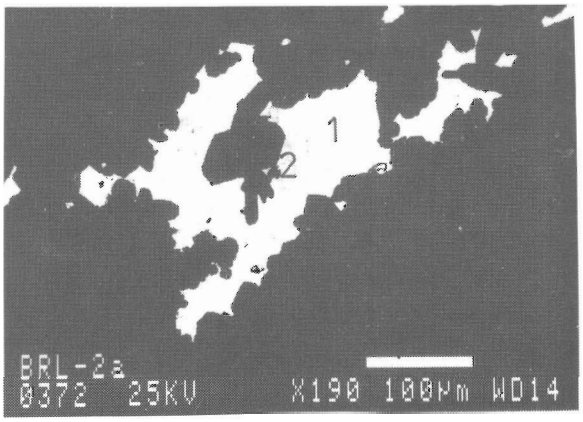
Minerografické štúdium týchto vzoriek vykazuje zhodu s mineralogickou charakteristikou 5. periódy (Koděra, 1960), kde bola vyčlenená sukcesia rudných minerálov pyrit - sfalerit - galenit - chalkopyrit, avšak asociáciu minerálov rozširuje o drahokovovú mineralizáciu - polybázit $Ag_{16}Sb_2S_{11}$ a elektrum.

Polybázit ako jeden z najmladších rudných minerálov 5. periódy prerastá s galenitom a intenzívne zatláča galenit (obr. 7), chalkopyrit a sfalerit. Ale možno ho pozorovať aj vo forme nepravidelných izolovaných zŕn v medzizrnových priestoroch kremeňa.

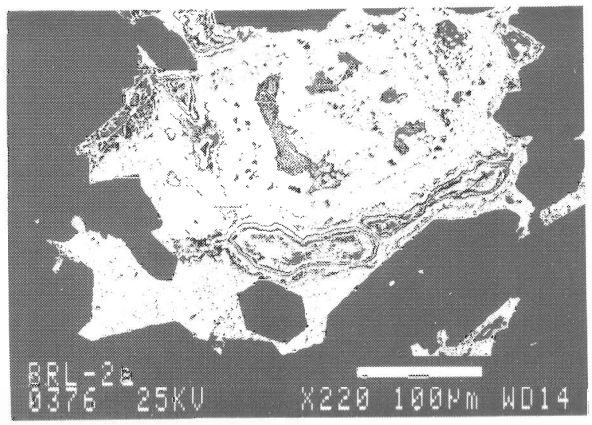
Elektrum sa identifikovalo vo forme izometrických zŕn do veľkosti 10 μm v chalkopyrite, ktorý zatláča galenit (obr. 8), a jeho zaradenie do sukcesnej schémy zatiaľ nie je jednoznačné. Pomer Au k Ag v elektre (tab. 1) vykazuje zhodu s elektrom, ktoré bolo identifikované z I. obzoru šachty Lill (vzorka z depozitu banského múzea) v kompaktnej sfaleritovo-galenitovo-chalkopyritovej rude a ktoré možno na základe textúrno-štruktúrnych znakov pokladať za najmladšieho člena sukcesného radu.

Žila Bärenleuten

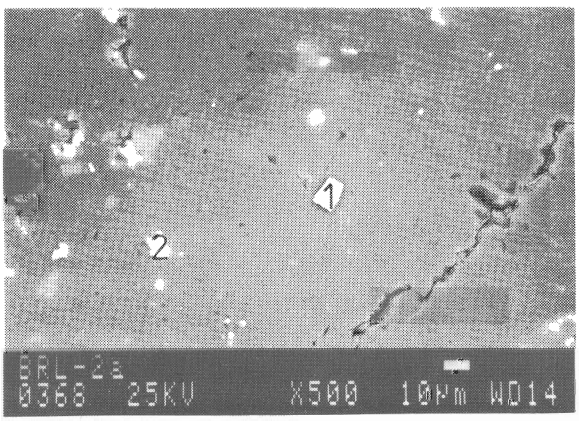
Jej priebeh je známy hlavne južne od Hodrušskej doliny. Z úrovne Hodrušskej doliny ju rozfárala



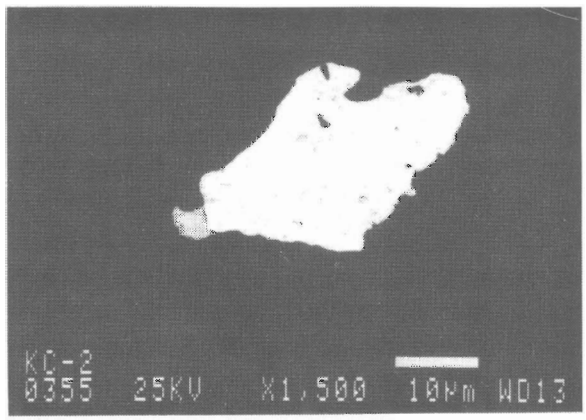
10



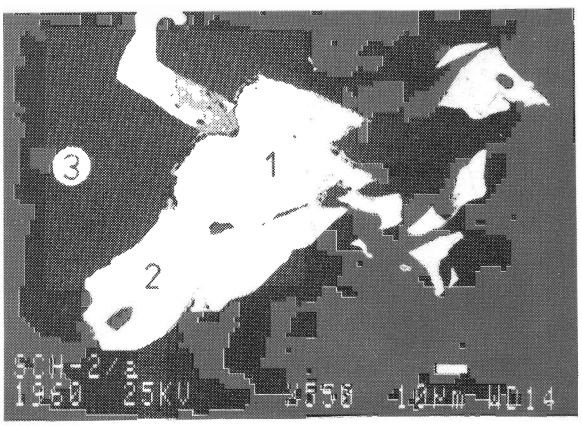
11



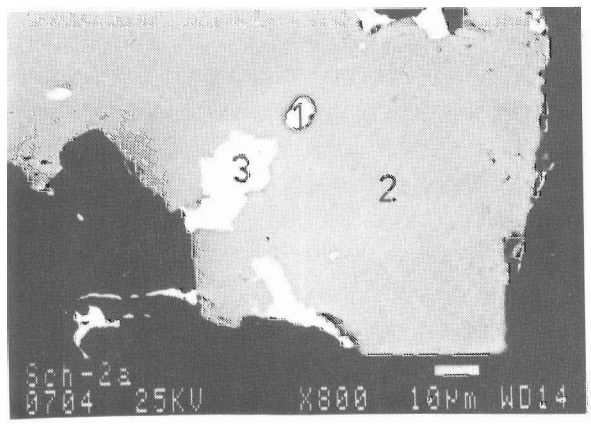
12



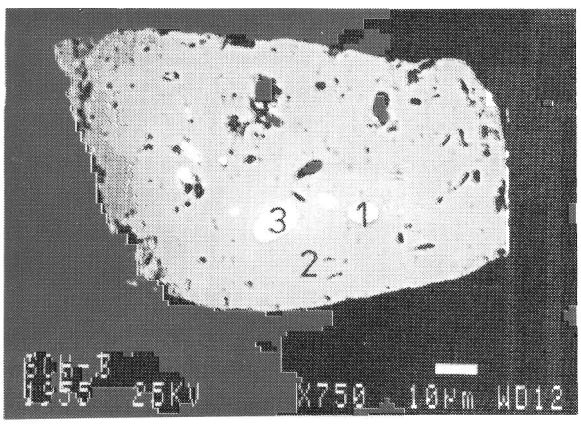
13



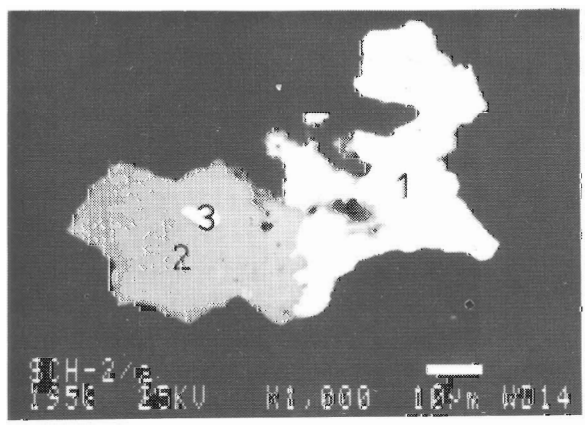
14



15



16



17

štôlňa Bärenleuten, z úrovne Hodrušskej dedičnej štôlne a z doliny oproti šachte Lill štôlne Bauch. Overila ju aj štôlňa Laura (SV svah hodrušskej doliny oproti štôlni Bärenleuten), kde sa potvrdil vývoj žily na tektonickej štruktúre už spomenutého východného okraja "bukoveckého" čiastkového hrastu.

Žila je vyvinutá na kontakte pyroxenického andezitu spodnej vulkanickej stavby so silovým telesom kremeňovo-dioritového porfýru na úrovni hodrušskej dedičnej štôlne a na kontakte granodioritu a kremeňovo-dioritového porfýru. Jej povrchové časti sa intenzívne dobývali, ale nie je vylúčené, že sa zrudnenie vyvinulo na niekoľkých paralelných štruktúrach.

Žila Bärenleuten je opísaná ako polymetalická, s prevahou galenitu a sfaleritu nad chalkopyritom, ktorých obsah s hĺbkou klesá (Koděra, 1989). Zrůstek (1957) určil takúto jej sukcesiu minerálov: karbonát - pyrit - sfalerit - galenit - chalkopyrit - tetraedrit - kremeň. Minerály striebra a zlata sa nezistili, iba Koděra (1960) udáva zo žily Bärenleuten kvalitatívne stanovený obsah zlata v sfalerite.

Vzorky odobrané zo žily Bärenleuten poukazujú na prítomnosť dvoch odlišných minerálnych asociácií:

- Prvá zodpovedá asociácii už opísaných minerálov, ale naše mineralogické štúdium potvrdilo aj prítomnosť elektra izolovaného v kremeni, ktoré má hypidiomorfný tvar a veľkosť od 3 do 10 μm. Prítomnosti Au zodpovedá aj jeho zvýšený obsah v chemickej analýze žilnej výplne (tab. 2).

- Druhá minerálna asociácia bola pravdepodobne v minulosti predmetom ťažby, aj keď v dostupných archívnych materiáloch údaje o tom chýbajú. Dôkazom toho sú aj vzorky odobrané nad Dolnou štôlňou Bauch z nadložia žily. Sú silne silicifikované a pretínajú ich mladšie kremeňové žilky. Miestami majú brekciovitý charakter a svojím minerálnym zložením sa výrazne odlišujú nielen od vzoriek "typických" pre žilu Bärenleuten, ale aj od "klasickej hodrušskej Ag-mineralizácie", známej z archívnych údajov.

Minerografickým štúdiom sa zistila nasledujúca asociácia rudných minerálov: miargyrit, pyrargyrit, freieslebenit (?), akantit, sfalerit, chalkopyrit, elektrum a doteraz bližšie neidentifikovaný AgSbS minerál.

Dominujúcim rudným minerálom v týchto vzorkách je miargyrit $AgSbS_2$ (obr. 9). Pozorovať ho vo forme izolovaných nepravidelných (i makroskopicky viditeľných) zŕn a ich agregátov lalokovite prenikajúcich do medzizrnových priestorov kremeňa, vo forme nepravidelných žiliek, ako aj v úzkej asociácii s pyrargyritom, freieslebenitom-$AgSbPbS_6$(?), akantitom a sfaleritom. Chemické zloženie miargyritu-$Ag_{0,97}Sb_{0,98}S_2$, zistené elektrónovou mikroanalýzou je blízke jeho stechiometrickému zloženiu. Pyrargyrit, podobne ako miargyrit, tvorí nepravidelné zrná s veľkosťou do 0,32 mm. Zatláča ho freieslebenit (?) (obr. 10) aj miargyrit. Akantit pozorovať vo forme izolovaných zŕn, miestami s náznakom koncentrických štruktúr (obr. 11), veľkých do 0,5 mm. Sfalerit je zastúpený podradne, pozorovať ho už len vo forme reliktov v miargyrite, ktorý ho intenzívne zatláča.

Elektrum je v kremeňovej žilovine rozptýlené, vytvára izolované, prevažne idiomorfné zrná veľké do 10 μm (obr. 12). Miestami ho zatláča kremeň. Jeho rýdzosť je 530, čo je zatiaľ najnižšie nameraná

Obr. 10. Pyrargyrit (1) je zatláčaný freieslebenitom (?) (2). Žila Bärenleuten. (SEM).
Fig. 10. Pyrargyrite (1) is replaced by freislebenite (?) (2). The Bärenleuten vein. (SEM).
Obr. 11. Acantit so zónou kolomorfne koncentrických štruktúr. Žila Bärenleuten. (SEM).
Fig. 11. Acanthite with zone of colloform-concentric structures. The Bärenleuten vein. (SEM).
Obr. 12. Elektrum (1) a acantit (2) v kremeni. Žila Bärenleuten. (SEM).
Fig. 12. Electrum (1) and acanthite (2) in quartz. The Bärenleuten vein. (SEM).
Obr. 13. Elektrum v kremeni. Kopanice. (SEM).
Fig. 13. Electrum in quartz. The Kopanice locality. (SEM).
Obr. 14. Elektrum (1) s galenitom (2) sa nachádza v polybázite (3). Žila Schöpfer. (SEM).
Fig. 14. Electrum (1) with galena (2) occurs in polybasite (3). The Schöpfer fein. (SEM).
Obr. 15. Elektrum (1) v sfalerite (2) zatláčanom galenitom (3). Žila Schöpfer. (SEM).
Fig. 15. Electrum (1) in sphalerite (2), which is replaced by galena (3). The Schöpfer vein. (SEM).
Obr. 16. Elektrum (1) a galenit (3) v pyrite (2). Žila Schöpfer. (SEM).
Fig. 16. Electrum (1) and galena (2) in pyrite (3). The Schöpfer vein. (SEM).
Obr. 17. Elektrum (1) so sfaleritom (2) v manganokalcite. Sfalerit uzatvára galenit (3). Žila Schöpfer. (SEM).
Fig. 17. Electrum (1) with sphalerite (2) in manganocalcite. Sphalerite encircles galena (3). The Schöpfer vein. (SEM).

hodnota v elektre z hodrušských žíl (tab. 1), ktoré sme identifikovali.

Kopanické žily

Kopanické žily sú v hodrušskom rudnom poli najjužnejším výskytom dobývaných zlato-strieborných rúd. Ťažba z nich sa skončila roku 1902. Údaje o charaktere ich mineralizácie sú iba z archívnych materiálov (Bergfest, 1954). Najvýznamnejšie boli dve protisklonné žily - Hlavná a Zlatá, vyvinuté na kontakte propylitizovaného pyroxenického andezitu a kremeňovo-dioritového porfýru. Pri povrchu sa rozvetvovali do komplikovanejšieho žilníka. Mocnosť Hlavnej žily pri povrchu dosahovala až 4 m. Žilná výplň bola kremeňová, zriedka sa vyskytoval kalcit a manganokalcit. Výplň Zlatej žily je kremeňovo-živcová (Faller a Szentistványi in Bergfest, 1954). Drahokovovú mineralizáciu tvoril pyrargyrit, proustit, argentit a zlato v kremeni (Faller in Bergfest, 1954).

Vzorky na štúdium drahokovovej mineralizácie sme odobrali z piliera dobývky Hlavnej žily (cca 20 m pod povrchom) a z jej odžiliek na povrchu. Drahokovová mineralizácia, reprezentovaná zlatom, elektrom a akantitom, vystupuje v jemnozrnnej, silne porušenej kremeňovej žilovine, čiastočne limonitizovanej (bez makroskopicky viditeľného zrudnenia), s obsahom Au v jednej odžilke Hlavnej žily 17g/t a Ag 1720g/t (tab. 2).

Zlato s rýdzosťou 797 (tab. 1) bolo identifikované vo forme izolovaných zrniečok v kremeni. Ich veľkosť nepresahuje 6 µm. Elektrum (tab. 1) dosahuje veľkosť 35 µm a tvorí hypidiomorfne vyvinuté zrná rozptýlené v kremeňovej mase (obr. 13).

Akantit vypĺňa medzizrnové priestory kremeňa a preniká pozdĺž hraníc jeho zŕn.

Žila Schöpfer

Vyvinutá je v západnej časti hrastu (východný okraj čiastkového hrastu IV) v granodiorite. Jej mocnosť miestami dosahovala až 8 - 10 m. Patrila medzi najvýznamnejšie žily hodrušského rudného poľa a ťažilo sa z nej do roku 1950. Bola rozťažená na 10 horizontoch, pričom posledný je cca 140 m pod úrovňou Vernerskej dedičnej štôlne. Je jednou z mála žíl, ktoré sú detailnejšie spracované aj z mineralogicko-paragenetickej stránky (Zrůstek, 1957; Harazim, 1953). Platí to najmä o vzťahu sulfidickej mineralizácie k jednotlivým kremeňovo-karbonátovým periódam. Podľa uvedených autorov kompaktná a drúzovitá kremeňovo-karbonátová ruda obsahuje hlavne pyrit, sfalerit a chalkopyrit. Galenitu s hĺbkou pribúda, na 9. obzore dokonca prevažuje nad sfaleritom. Okrem uvedených minerálov zistili prítomnosť bournonitu a sekundárnych minerálov. Charakter drahokovovej mineralizácie z týchto prác nie je známy, považovala sa za úplne vyťaženú a zo starších prác (Slavík, 1928, in Zrůstek, 1957) sa uvádza argentit, pyrargyrit, stefanit, polybázit, pearceit.

Vzorky na mineralogické štúdium primárnej drahokovovej mineralizácie sme odobrali z úrovne štôlne Ján Baptista na pilieroch dobývok.

Minerografickým štúdiom sme detailne spracovanú asociáciu sulfidických minerálov (Zrůstek, 1957) rozšírili o údaje dokumentujúce vzťah sulfidickej a drahokovovej mineralizácie, z ktorej sa nám doteraz podarilo zistiť elektrum, polybázit a akantit.

Elektrum pozorovať v niekoľkých formách. Vystupuje ako nepravidelne obmedzené alebo izometrické zrná uzatvárané v polybázite (buď izolované, alebo prerastené galenitom; obr. 14), v sfalerite (obr. 15), v pyrite (obr. 16), v akantite a v manganokalcite (obr. 17). Jeho rýdzosť, ktorá kolíše v rozpätí 580 - 650, vykazuje zhodu s rýdzosťou elektra identifikované z V. obzoru (vzorka z depozitu banského múzea; tab. 1).

Polybázit vystupuje vo forme nepravidelných zŕn a ich agregátov, pričom veľkosť zŕn dosahuje 0,7 mm. Vytvára lemy okolo pyritu, uzatvára galenit a elektrum (obr. 14), prerastá ho sfalerit a galenit a zatláča kremeň. Akantit vypĺňa medzizrnové priestory karbonátov a kremeňa a preniká pozdĺž rozhrania ich zŕn. Uzatvára elektrum.

Záver

Útlm ťažby polymetalických rúd v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne prebudil po objave Au mineralizácie v severnom pokračovaní žily Rozália záujem o drahokovovú mineralizáciu. Súčasné nové geologickoštruktúrne poznatky o štiavnicko-hodrušskom hraste poskytujú možnosti na jej komplexné zhodnotenie. Drahokovová mineralizácia bola cieľ roky na periférii záujmu hlavne v hodrušskej časti rudného rajónu, čím vzniklo určité informačné vákuum, ktoré oprávnene vzbudzuje obavy o perspektívnu, aj keď obmedzenú ťažobnú aktivitu.

Drahokovová mineralizácia v hodrušskom rudnom poli je potvrdená vo všetkých študovaných žilných štruktúrach. Na základe doterajšieho mineralogického výskumu sme zistili jej nasledujúce minerálne asociácie:

1. bančiansky žilný systém - elektrum, freibergit,
2. Havraní kameň - elektrum, pyrargyrit, stefanit, akantit, freibergit,
3. žila Všechsvätých - elektrum, polybázit,
4. žila Bärenleuten:

a) elektrum v asociácii so sulfidickou mineralizáciou,

b) elektrum, miargyrit, pyrargyrit, freieslebenit (?), akantit,

5. kopanické žily - rýdze zlato, elektrum, akantit,
6. žila Schöpfer - elektrum, polybázit, akantit.

Prítomnosť nových minerálnych asociácií Ag-Sb sulfosolí, frekvencia výskytu drahokovovej mineralizácie v orientačne odobraných vzorkách nepôsobia dojmom akcesorického alebo výnimočného výskytu. Niektoré kvantitatívne chemické analýzy zo žilných štruktúr dokumentujú síce variabilitu obsahu Au-Ag, ale ten je dostatočne vysoký, aby vzbudzoval primeraný záujem.

V porovnaní s Au-Ag-Sb-As asociáciou podpovrchových častí žíl štiavnického rudného poľa (polybázit, pearseit, pyrargyrit, proustit, Ag-tetraedrit, elektrum, akantit; Jeleň et al., 1991) je minerálna asociácia v základných črtách zhodná, aj keď už prvé výsledky mineralogického výskumu v hodrušskom rudnom poli poukazujú na istú odlišnosť (Au-Ag-Pb-Sb - freieslebenit, miargyrit).

Vychádzajúc z geologickoštruktúrnej pozície žíl, historických údajov o ťažbe a z nových poznatkov o drahokovovej mineralizácii už v tomto štádiu z hľadiska výskumu a prieskumu pokladáme za perspektívne hlavne žilné štruktúry východného okraja "bukoveckého hrastu" - bančianske žily, žily Havranieho kameňa, Bärenleuten a kopanické žily.

Literatúra

Bergfest, A. 1954: Hodruša I. *Manuskript - Geofond Bratislava, 103.*

Bergfest, A. 1954: Hodruša II. (Vyhne). *Manuskript - Geofond Bratislava, 43.*

Bergfest, A. 1954: Hodruša III. (Banky - Zipser šachta). *Manuskript - Geofond Bratislava, 55.*

Bergfest, A. 1954: Hodruša IV. (Kopanice - Móder štôlňa). *Manuskript - Geofond Bratislava, 16.*

Gavora, S. 1984: Záverečná správa Hodruša okolie - VP, Pb-Zn-Cu ruda. *Manuskript - Geofond Bratislava, 232.*

Harazim, S. 1955: Záverečná správa a výpočet zásob Hodruša Au-Ag. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Jeleň, S., Maťo, Ľ. & Háber, M. 1991: O Ag, Cu, Pb, Sb, As, Bi sulfosoliach z niektorých ložísk v neovulkanitoch Západných Karpát. *Mineralia slov., 23, 368 - 369.*

Koděra, M. 1959: Doterajšie výsledky výskumu paragenetických pomerov rudných žíl v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol., 2, 7 - 17.*

Koděra, M. 1960: Paragenetický a geochemický výskum Všechsvätých žily v Hodruši. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol., 4, 69 - 105.*

Koděra, M. 1969: K otázke vzťahu štiavnického a hodrušského rudného obvodu. *Mineralia slov., 1, 247 - 250.*

Koděra, M. 1989: Topografická mineralógia Slovenska. 1. *Veda, Bratislava, 577.*

Konečný, V. & Lexa, J. 1990: Geologická stavba centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *(Záverečná správa.) Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 80.*

Polák, S. 1965: Banská Štiavnica a okolie, lokalita Banky - polymetalické rudy. *(Záverečná správa.) Manuskript - Geofond Bratislava, 104.*

Polák, S. 1965a: Nový pohľad na zrudnenie v obci Banky, okr. Žiar nad Hronom. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1964, 2, GÚDŠ Bratislava, 128 - 129.*

Štohl, J., Lexa, J., Konečný, V., Onačila, D., Marsina, K. & Brlay, A. 1990: Zhodnotenie prognóznych zdrojov Cu, Pb-Zn, Cu a Au-Ag rúd centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *(Záverečná správa). Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 80.*

Zrůstek, V. 1957: Příspěvek k paragenesi a petrografii rudních žil v Hodruši. *Geol. Práce, Zoš., 47, 195 - 192.*

Precious metal mineralization on the Hodruša ore field veins

Abolition of the state subsidies into base metal mining in the Banská Štiavnica - Hodruša ore district having bearing upon marketing problems of ore concentrates as well as social and working situation have caused closing of the present mines. One of ways how to reasonably direct the future of mining activities, is to evaluate and utilize precious metals ore potential. Previously, this was at the end of interest due to longlasting aiming of the geological exploration and exploitation at base metal ores.

Banská Hodruša ore field was historically one of important areas producing Au - Ag ores within Slovakia. After period of most intensive exploitation in 18th and early 19th century precious metal mining declined and finally finished in 1950. No noble metal minerals were discovered during mineralogical and paragenetical investigations after mine closing (Zrůstek, 1957; Koděra, 1959; Polák, 1965; Gavora, 1984) and the only one source of information about their occurrence is ar- chival material from the past working period (Bergfest, 1954). Wishing to bridge over the long break in the studying of the

Banská Hodruša noble metal mineralization, with new geological and structural information we are linking up to the last synthetical papers from 50s and 60s. Recently we carried out mineralogical research in the accessible parts of workings on Schöpfer vein, Všechsvätých vein system, Kopanické veins, on the outcrops and randings of Banky veins and their extensions in the Havraní kameň area and on the Bärenleuten vein. All these veins are situated on tectonically most conspicuous structures, periodically revived during the horst uplift, thus, representing best conditions for circulation of hydrothermal solutions (Fig. 1). Close relationship of the origin of veins with tectonic regime of partial horst movements created corresponding development independence of veins, which reflected in typical character of mineralization.

Precious metal mineralization was now proved in Banská Hodruša ore field on all studied vein structures. According to present mineralogical research we ascertained following mineral assemblages:

1) Banky vein system - electrum, freibergite. Electrum is enclosed in chalcopyrite, on the contact with galena (Fig. 2) or disseminated in quartz. Freibergite contains up to 17 wt % Ag (Fig. 3) and intensively replaces chalcopyrite.

2) Havraní kameň - electrum, pyrargyrite, stephanite, acanthite, freibergite. Pyrargyrite shows veinlets and insulated grains in quartz, commonly is replaced by acanthite, frequently in form of continuous hems (Fig. 4). Stephanite penetrates lobate way into intergranular space in quartz, along the periphery of sphalerite (Fig. 5), on the contact of galena and sphalerite, in veinlets (up to 0.X mm) with stephanite (Fig. 6). Size of electrum grains is up to 70 μm, purity varies from 600 to 630 (Tab. 1).

3) Všechsvätých vein - electrum, polybasite. Polybasite replaces galena (Fig. 7), chalcopyrite and sphalerite. Electrum forms isometric grains enclosed in chalcopyrite (Fig. 8) in size less than 8 μm.

4) Bärenleuten vein - a) electrum with sulphidic mineralization; b) electrum, miargyrite, pyrargyrite, freies- lebenite (?), acanthite. Miargyrite dominates (Fig. 9), its chemical composition ascertained with electron microprobe is $Ag_{0.97}Sb_{0.98}S_2$ and is close to the stoichiometric composition. Miargyrite is to be found in form of intergrowths with pyrargyrite, freieslebenite (?) and sphalerite and also replaces them (Fig. 10). Acanthite forms insulated grains in quartz mass, in some places with indications of concentric structures (Fig. 11). Electrum is disseminated in quartz gangue, its grains up to 10 μm (Fig. 12).

5) Kopanice veins - native gold, electrum, acanthite. Both gold and electrum are scattered in quartz veinstone, gold in size up to 6 μm, electrum less than 35 μm (Fig. 13). Argentite fills up intergranular spaces of quartz and penetrates along the borders of his grains.

6) Schöpfer vein - electrum, polybasite, acanthite. Electrum is enclosed in polybasite (Fig. 14), sphalerite (Fig. 15), pyrite (Fig. 16), in acanthite and manganocalcite (Fig. 17). Polybasite shows irregular grains up to 0.7 mm, encloses electrum and galena. Acanthite fills up intergranular spaces of carbonates and quartz.

Presence of precious metal mineralization is confirmed also by quantitative chemical analyses from individual vein structures (Tab. 2).

Considering structural both geological position of veins and historical mining data and introduced new knowledge on noble metal mineralization, we may suggest the vein structures of the eastern margin of Bukovec horst (Banky, Havraní kameň, Bärenleuten and Kopanice veins) to be perspective for future research and mineral exploration.

Mineralia slovaca, 24, (1992), 257 - 269

Využitie radarových záznamov v geomorfológii

JOZEF JAKÁL, JÁN FERANEC, JÁN HARČÁR, JÁN LACIKA a JÁN URBÁNEK
Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava

(Doručené 27. 1. 1992, revidovaná verzia doručená 24. 2. 1992)

Using of Radar Images in Geomorphology

Remote sensing techniques enable to obtain scientific information also for geomorphology. Our aim was to specify more exactly the method of application of radar images in geomorphological research. A process of verification was realized in four chosen regions of the Slovak Carpathians with the different types of relief. Parts of Slovenský kras Karst, the Laborecká vrchovina Mts., the Poľana Mts. and the Malé Karpaty Mts. From the results of the individual analyses some methodological starting points, advantages and disandvantages of radar images (SLAR) for the mentioned aim can be deduced. Use of these images in geomorphological research mainly in mezo-and microscales was confirmed. The results obtained by interpretation of radar images are suitable for completion of traditional geomorphological analyses.

Úvod

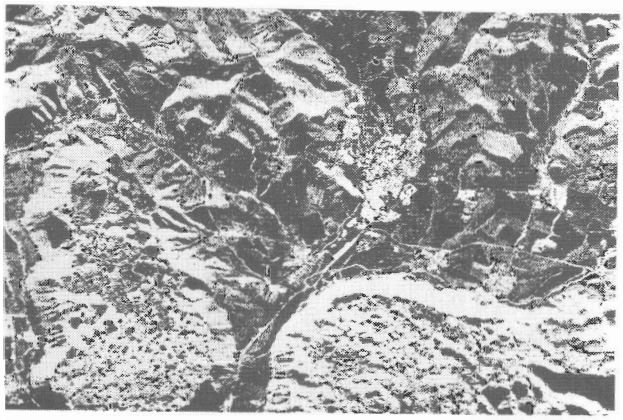
Cieľom našej práce bolo overiť možnosti využitia radarových záznamov v geomorfologickom výskume. Analyzovali sme štyri typy reliéfu slovenských Karpát, ktoré odrážajú štruktúrno-geologické a litologické vlastnosti skúmaného územia. Po zhodnotení radarových záznamov sme výsledky overili terénnym geomorfologickým výskumom. Výskum sa realizoval v týchto územiach: a) karbonatické komplexy mezozoika Slovenského krasu (Jakál); b) sedimentárne komplexy flyšového pásma Nízkych Beskýd (Harčár); c) neovulkanity Poľany (Lacika); d) kryštalické a mezozoické komplexy Malých Karpát (Urbánek). Radarové záznamy nám zapožičal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave.

Charakteristika použitých radarových záznamov

V projekte použité radarové záznamy boli urobené sovietskym radarom TOROS z paluby lietadla. Tento typ radaru sa označuje ako SLAR (Side-Looking Airborne Radar). Sníma dva pásy územia - pravý a ľavý - pozdĺž dráhy letu. Pracuje na vlnovej dĺžke λ = 2,5 cm. Jeho azimutálna rozlišovacia schopnosť je 15 - 40 m (je určená šírkou základného pulzu radiácie emitovanej radarom), rozlišovacia schopnosť v smere kolmom na os letu je 20 - 200 m a klesá so vzdialenosťou radaru od objektov zemského povrchu (Dornič, 1987). Získané originálne čierno-biele negatívy v mierke 1:100 000 a v pásoch šírky 15 cm (čo v skutočnosti zodpovedá pásom územia šírky 15 km) pokrývajú celé územie Slovenska. Radarové snímkovanie sa uskutočnilo v októbri - decembri 1986 (v mimovegetačnom období, ktoré je na získanie informácií o reliéfe najvhodnejšie; ak je reflexným povrchom vegetácia, môže niektoré formy reliéfu zamaskovať).

Pri výskume reliéfu majú radarové záznamy v porovnaní s údajmi získanými inými metódami diaľkového prieskumu Zeme (DPZ) isté prednosti. Z nich treba uviesť (Sabins, 1978; Lillesand a Kiefer, 1979; Dornič, 1987):

- Pásy radarových záznamov spojené napríklad do mozaiky kontinuálne pokrývajú rozsiahle územie, čo dovoľuje analyzovať regionálne geomorfologické jednotky ako celky, príp. ich vzťahy so susednými jednotkami.
- Na radarových záznamoch je presne zobrazená najmä morfológia územia, nie rozličné farebné diferencie povrchu sledovaného územia. Potlačené sú detaily vegetačného krytu a pod., ktoré sú dobre identifikovateľné na obrazových záznamoch získaných pasívnymi technikami DPZ a maskujú fyziognomické charakteristiky reliéfu.
- Zmeny v intenzite tónu záznamu (striedanie tmavých a svetlých tónov: radarom šikmo osvetlené miesta - svetlé tóny, radarové tiene - tmavé tóny)



Obr. 1. Radarový záznam - Slovenský kras.
Fig. 1. Radar image - the Slovenský kras karst.

zvýrazňujú fyziognomické charakteristiky reliéfu, napr. usporiadanie chrbtov a dolín, lineárne a nelineárne rozhrania (Feranec a Pospíšil, 1981).

Použitá metodika interpretácie

V procese získavania informácií o reliéfe z radarových záznamov sa použila analógová interpretácia. Prostredníctvom nej možno získať informácie o priebehu chrbátnic, údolníc a lineárnych a nelineárnych rozhraní reliéfu.

Usporiadanie chrbátnic a údolníc vytvára pre príslušný typ reliéfu charakteristickú vzorku - patern. Preto cieľom metodiky interpretácie bolo identifikovať paterny chrbátnic a údolníc, príp. lineárnych a nelineárnych rozhraní vybraných typov reliéfu. Tieto informácie predstavovali vstup do geomorfologickej analýzy skúmaných území.

Obsah radarových záznamov v mierke 1:100 000 sa analyzoval vizuálne s použitím topografických máp, slúžiacich najmä na ich správnu lokalizáciu. Z interpretačných znakov sa pri analýze obsahu záznamov použil tvar chrbtov, dolín a tón. Výsledky analýzy týchto znakov sa prezentujú formou interpretačných schém (obr. 2, 4, 6, 10), na ktorých sú znázornené chrbátnice, údolnice a lineárne a nelineárne rozhrania, ktoré dokumentujú ich charakteristické priestorové usporiadanie.

Slovenský kras

Charakteristika územia

Študované územie zaberá Plešivskú planinu a SZ okraj Silickej planiny. Budujú ho karbonatické horniny mezozoika silického príkrovu. Ide najmä o odolné strednotriasové a vrchnotriasové vápence vysokej chemickej čistoty podliehajúce koróznym, krasovým procesom a menej odolné dolomity podliehajúce fluviokrasovej modelácii (koróznym aj eróznym procesom). Na vápencoch vznikajú ostro ohraničené formy reliéfu, na dolomitoch miernejšie formy s plynulejším prechodom medzi depresnými a vyvýšenými formami. Lokálne vystupujú na povrch na úpätí planín podložné, nepriepustné mäkké horniny spodného triasu podliehajúce mechanickej erózii s formovanou riečnou sieťou.

Slovenský kras geomorfologicky predstavuje typ planinového krasu s takmer úplným zastúpením krasového fenoménu. Planiny sa skladajú z vysoko položených náhorných plošín lemovaných strmými svahmi stretávajúcich sa v ostrej hrane. Plošiny sú mierne naklonené na J (výška od 800 - 400 m), susedné kaňonovité doliny Slanej a Štítnika sú zarezané do hĺbky 300 - 400 m. Povrch plošín je silne skrasovatený s dominanciou depresných foriem (krasové jamy, úvaly, krasové priehlbne, slepé doliny) a má menej vypuklé formy (kužeľové vrchy).

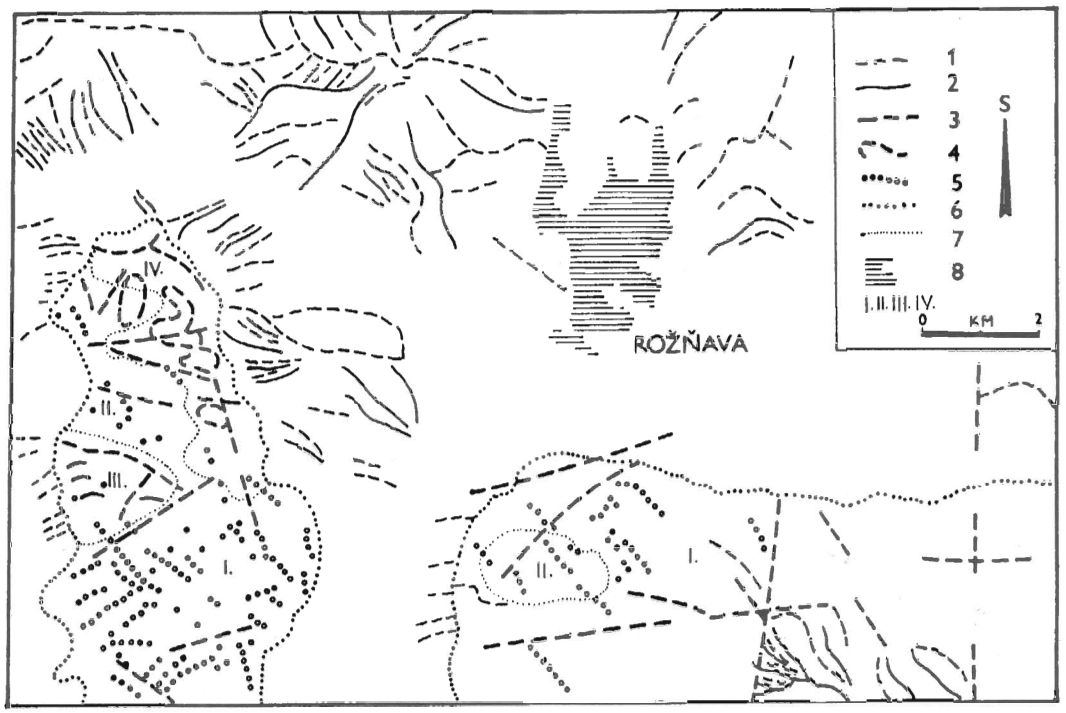
Analýza radarového záznamu

Priebeh lineárnych a nelineárnych rozhraní zodpovedá výrazným tónovým rozhraniam alebo takmer priamkovému usporiadaniu dolín, príp. priebehu výrazných terénnych hrán (obr. 2). Na vysvetlenie týchto rozhraní sme vykonali detailný terénny geomorfologický výskum a výsledky sme konfrontovali s podrobnými geologickými mapami. Tým sme eliminovali možné zámeny s priebehom okraja lesa a stopami po antropogénnej činnosti.

Na radarových záznamoch (obr. 1) sú veľmi dobre identifikovateľné krasové jamy. V interpretačnej schéme sme nevyznačili všetky takéto formy, ale iba tie, ktoré majú líniové usporiadanie (južná časť Plešivskej planiny, SZ časť Silickej planiny).

Textúry usporiadania foriem krasového reliéfu vytvárajú charakteristické vzorky. V študovanom území sme identifikovali štyri charakteristické oblasti.

I. Južná časť Plešivskej planiny a južná časť Silickej planiny - dominuje vzorka tvorená textúrami líniovo usporiadaných a neusporiadaných krasových jám rôznej veľkosti.



Obr. 2. Interpretačná schéma Slovenský kras. 1 - chrbátnice, 2 - údolnice, 3 - lineárne rozhrania, 4 - nelineárne rozhrania, 5 - krasové jamy, 6 - hrany planín, 7 - hranice paternov, 8 - sídlo, I, II, III, IV - paterny.
Fig. 2. Interpretation scheme of the Slovak karst. 1 - crest lines, 2 - valley lines, 3 - linear dividing marks, 4 - non-linear dividing marks, 5 - karst dolines, 6 - edges of plateaus, 7 - boundaries of patterns, 8 - settlement, I, II, III, IV - patterns.

II. Stredná časť Plešivskej planiny a malá časť pri SZ okraji Silickej planiny - dominuje vzorka tvorená jemne až hrubozrnnými textúrami, textúrami vypreparovaných hladko modelovaných vápencových chrbtov a textúrami krasových jám.

III. Západný okraj Plešivskej planiny - vzorka tvorená textúrami vypreparovaných vápencových vrchov a plošne menších znížených častí.

IV. Severnú a SV časť Plešivskej planiny - vzorka tvorená textúrami vypreparovaných vápencových vrchov a plošne rozsiahlejších znížených častí reprezentovaných jemnozrnnou textúrou s výraznými tmavými tónmi.

Lineárne rozhrania. Intenzita lineárnych rozhraní je značne diferencovaná a rozlíšili sme tri základné stupne:

a) Najvýraznejšie rozhranie (nie typicky lineárne zotreté mladšími denudačnými procesmi) tvoria hrany kaňonovitej doliny Slanej a Štítnika.

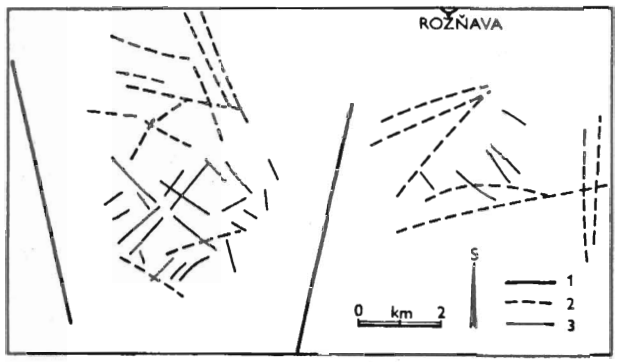
b) Výrazné lineárne rozhrania sledujúce formu zúžených, ale nápadných tieňov vyjadrujúcich výšku zlomových svahov a tektonicky poklesnutých krýh. Prejavujú sa tak v litologicky homogénnom, ako aj heterogénnom prostredí a pretínajú viac geologických štruktúr. Majú smer V-Z, ZZS-JJV, SSZ-JJV, SZ-JZ.

c) Nevýrazné lineárne rozhrania, ktoré možno interpretovať len na základe usporiadania krasových jám. Tie sú usporiadané v líniách v homogénnom geologickom prostredí (vo wetersteinských vápencoch) a majú tieto prevládajúce smery: SZ-JV až SSZ-JJV a SV-JZ.

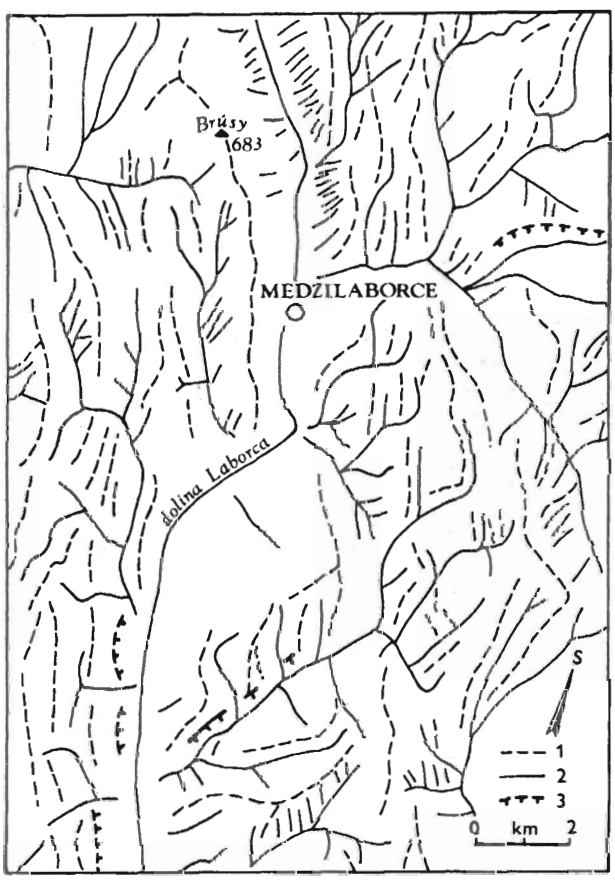
Nelineárne rozhrania. Nelineárne rozhrania nižšieho stupňa sa sústreďujú v severnej polovici náhornej plošiny Plešivskej planiny. Tú buduje viac typov vápenca a dolomitu. Výrazné až širšie tiene upozorňujú na vyvýšeniny vystupujúce z úrovne krasovej plošiny. Ide o kužeľové vrchy (Ostré vŕšky, Štít a i.). Plochu nahustenia drobných tieňov lemujú jasnejšie nelineárne kontúry. Táto plocha vyhraničuje väčšie depresie posiate krasovými jamami rozličnej veľkosti.

Metodické východiská

Paterny - vzorky na radarovom zázname tvorené formami krasového reliéfu - sa výrazne odlišujú od vzoriek, ktoré tvoria formy reliéfu na nepriepustných a nerozpustných horninách. Je to dané



Obr. 3. Morfotektonická schéma Slovenský kras. 1 - priečne zlomy (pravdepodobne hlbinné) s obnovením pohybov v mladších etapách, 2 - systém pozdĺžnych a priečnych zlomov s poklesom krýh (rodanská fáza), 3 - tektonické pukliny.
Fig. 3. Morphotectonical scheme of the Slovak karst. 1 - transversal faults probably deep with rejuvenation of the movements in the younger periods, 2 - system of longitudinal and transversal faults with block sinking, 3 - tectonical fissures.



Obr. 4. Interpretačná schéma Laborecká vrchovina. 1 - chrbátnice, 2 - údolnice, 3 - lineárne rozhrania.
Fig. 4. Interpretation scheme of the Laborecká vrchovina Mts. 1 - crest lines, 2 - valley lines, 3 - linear dividing marks.

odrazom vlastností geologickej štruktúry a správania sa vápencových masívov v procese tektonických pohybov, ako aj odrazom vlastností vápenca. Priepustnosť a rozpustnosť vápenca podmieňuje rýchlu infiltráciu zrážkovej vody do podzemia, čo vylučuje tvorbu povrchových tokov a vedie k premiestneniu riečnej siete do podzemia (obr. 9A). Len silnejšie alochtónne rieky prerezávajú plošiny a dolinami oddeľujú jednotlivé planiny. Rozpustnosť vápenca vedie k tvorbe osobitého súboru reliefových tvarov, charakteristických len pre krasové územie.

Lineárne rozhrania sme rozdelili do troch stupňov (obr. 3). Najvýraznejšie (a) sledujú kaňonovité doliny Slanej a Štítnika a odrážajú najstaršie pliocénne a predpliocénne zlomy (štítnický hlbinný zlom). Lineárne rozhrania (b) indikujú mladšie zlomy, ktoré vznikli ako výsledok asymetrického výzdvihu plošín Slovenského krasu a ich úklonu na J počas rodanskej fázy tektonických pohybov. Na tieto zlomy sa viažu krasové jamy, často elipsovitého tvaru, ktorých dlhšia os je súhlasná s priebehom zlomu. Nevýrazné lineárne rozhranie (c) nevyjadruje pohyb krýh, ale iba polámanie vápencového masívu. Ide pravdepodobne o najmladšie kvartérne tektonické poruchy.

Výrazné kontrastné tiene po okraji náhorných plošín sledujúcich líniu hrany planiny, poukazujú na fakt, že vrcholy chrbtov okrajovej časti plošín sú položené vyššie ako vrchy chrbtov vnútornej časti plošín. To sa prejavuje hlavne v litologicky homogénnom prostredí budovanom wetersteinským vápencom. Ide o územie SZ časti Silickej planiny a JV časti Plešivskej planiny. V územiach s pestrejšou geologickou stavbou sa tento jav neprejavuje. Výškový rozdiel medzi hladinou vrcholov okrajových častí a vnútornej časti identifikovaný z podrobných topografických máp sa pohybuje v rozpätí 20 - 40 m. To nepotvrdzuje teóriu o gravitačnom poklese okrajových krýh planín Slovenského krasu. Rozdielnosť hladiny vrchov, ako aj celkové zníženie vnútorných častí planín oproti okrajom pravdepodobne odrážajú intenzívnejšie hĺbkové krasovatenie a zníženie povrchu procesom tvorby etchplainu.

Sieť údolníc a chrbátnic sa prejavuje na SV okraji Plešivskej planiny v polohách, kde vystupujú k povrchu nepriepustné podložné horniny.

Z interpretácie radarových záznamov nemožno vyčítať rozhranie medzi akumulačnou a eróznou časťou strmých svahov planiny. Toto rozhranie

medzi úsypmi a skalnými stenami a bralnými formami je v teréne pozorovateľné. Čitateľnosť záznamu skresľuje aj nerovnaký stupeň zalesnenia časti plošín a nerovnomernosť zalesnenia krasových jám.

Laborecká vrchovina

Charakteristika územia

Študované územie sa rozkladá v SZ časti Laboreckej vrchoviny. Západná časť študovaného územia je v povodí Ondavy, východná patrí do povodia Laborca. Okrem vlastnej Laboreckej vrchoviny je súčasťou študovaného územia Mikovská brázda, Medzilaborská brázda a Papínska brázda.

Z typologického hľadiska sú brázdy pahorkatinami, ostatná časť územia patrí do vrchovinového reliéfu. Východná okrajová časť územia má charakter hornatiny.

Osou územia a zároveň najnižšie položeným územím je dolina Laborca s výškou v riečnej nive od 360 m v Habure po 250 m južne od Čabín. Najvyššie položené územie na ľavej strane doliny Laborca tvorí chrbát Magury s kótou Brincová (784,1 m) a chrbát Udavskej vrchoviny s Kobylou (637,7 m) a Zárubou (575,4 m). Na pravej strane je to chrbát Kamiana s kótou Brúsy (683,2 m).

Územie budujú sedimentárne komplexy flyšového pásma. Západná časť patrí do magurského flyšu. Podstatná časť územia na východe patrí duklianskej jednotke (Koráb a Ďurkovič, 1978; Koráb, 1983). Rozhranie medzi obidvoma jednotkami (násunová línia) prebieha od Mikovej JJV smerom do doliny Laborca po Čabiny. Magurský flyš budujú na báze pestré vrstvy a belovežské vrstvy (paleocén - spodný eocén), ktoré vystupujú iba podradne v úzkych antiklinálnych pruhoch, resp. šupinách. Sú to prevažne ílovce a doskovité pieskovce. Najväčšie plošné rozšírenie majú zlínske vrstvy (stredný eocén), zastúpené sivými ílovcami a drobovými, resp. kremeňovými pieskovcami, vytvárajúcimi synklinálno-antiklinálne vrásové štruktúry. Južne od Mikovej sú slabo zastúpené papínske vrstvy (vrchný eocén), ktoré reprezentujú ílovce s vložkami menilitov a pieskovcov. Podstatnú časť územia budujú súvrstvia duklianskej jednotky. Najstaršie sú lupkovské vrstvy (cenoman - paleocén) rozšírené vo východnej časti územia, kde vytvárajú antiklinálnu elevá-ciu. Zastupujú ich čierne ílovce, siltovce a pieskovce. Západnejšie v širokých pruhoch smeru SZ-JV vystupujú cisnianske vrstvy (paleocén), tvoriace synklinálne pásma. Je to typický pieskovcový flyš.

Analýza radarového záznamu

Pri analýze sme použili negatívy v mierke 1:100 000 (obr. 4). Radarové záznamy sú orientované v smere S-J. Vyznačujú sa relatívne veľkou presnosťou, iba v okrajových častiach je v porovnaní so skutočnosťou (topografickou mapou) isté skreslenie.

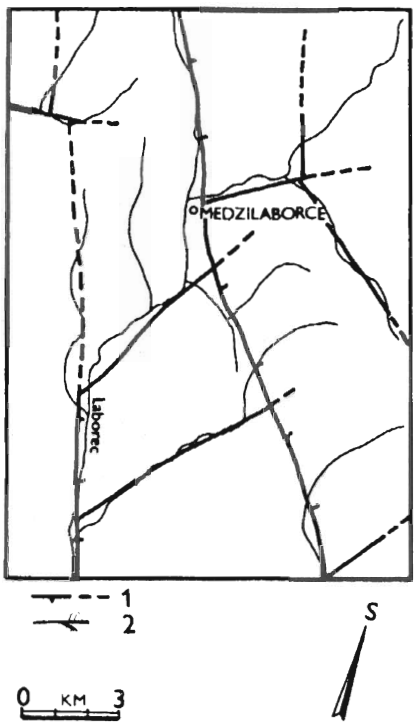
Na záznamoch sú najvýraznejšie znázornené líniové formy reliéfu, a to dná dolín a chrbty (chrbátnice). Prejavujú sa ostrým rozhraním medzi čiernou a bielou farbou. Ostrosť línií maximálne závisí od uhla snímania objektu. Čím je uhol dopadu radarového lúča šikmejší, tým je kontrast prechodu čierna - biela výraznejší.

Pri orientácii záznamov v smere S-J sa v našom území výrazne uplatňujú "fotolínie" rovnakého smeru, pričom sú potlačené alebo menej výrazné línie kolmé na tento smer. Rovnako sú slabo identifikovateľné, čiže bez výraznejších kontrastov, niektoré plochy južne od Medzilaboriec.

Nad spomenutými nevýhodami však výrazne prevažujú pozitívne vlastnosti radarových záznamov. Už pri zbežnom pohľade na ne možno identifikovať základné usporiadanie siete údolníc a chrbátnic, z ktorej veľmi nápadne vystupuje akási kostra - morfoplán skúmaného územia. Veľmi zreteľne sa tu premieta usporiadanosť základných foriem reliéfu - dolín a chrbtov, ich priestorová orientácia, odrážajúca geologickú stavbu územia budovaného flyšovými sedimentárnymi sekciami na jednej strane, a ich deformácia, spôsobená tektonikou na strane druhej.

Veľmi zreteľne sa odráža kontrast v geomorfologickej hodnote hornín, najmä rozdiely medzi ílovcami na jednej a pieskovcami, resp. rohovcami a menilitu na druhej strane. Osobitne výrazne sa na snímkach premietajú úzke pásma budované odolnými rohovcami a kremitými pieskovcami, uloženými navyše veľmi strmo až kolmo.

Ďalším pozitívom je, že na záznamoch sú pomerne dobre rozlíšiteľné skupiny "mäkkých" foriem, budovaných prevažne ílovcami, a skupiny "ostrejších" foriem, budovaných odolnejšími



Obr. 5. Morfotektonická schéma Laborecká vrchovina. 1 - tektonické poruchy, 2 - riečna sieť.
Fig. 5. Morphotectonical scheme of the Laborecká vrchovina Mts. 1 - tectonical disturbances, 2 - river network.

pieskovcovými súvrstviami. Z toho možno pomerne spoľahlivo dedukovať typ reliéfu.

Rovnako dobre možno rozlíšiť typy dolín, napr. doliny tvaru V, široké doliny s riečnou nivou, resp. úvalinovité doliny. Pri chrbtoch možno spoľahlivo rozoznať úzke ostré chrbty a široké oblé chrbty. V doline Laborca je dobre viditeľná riečna niva a priľahlý pahorkatinový stupeň tvorený terasami. Na záznamoch sa pomerne dobre premietajú krátke stráňové doliny a celá sieť výmoľov, úvozov a pod. Všeobecne je indikácia týchto foriem lepšia v odlesnených častiach, najmä v doline Laborca. Veľmi zreteľné sú niektoré úseky koryta Laborca. Z antropogénnych foriem sa výrazne prejavujú sídla, železničná trať a niektoré úseky komunikácií a pásové výruby lesa.

Metodické východiská

Analýzou radarových záznamov vybraného územia v Nízkych Beskydách v hornej časti povodia Laborca sme došli k nasledujúcim záverom:

1. Veľmi dobre je identifikovateľná textúra dolinovej siete a chrbátnic. V dolinách možno pomerne spoľahlivo rozlíšiť ich typ: široké doliny s riečnou nivou, úzke doliny tvaru V, krátke stráňové doliny tvaru V a doliny úvalinovitého charakteru. Z chrbtov možno identifikovať úzke ostré chrbty, pravdepodobne typu kozích chrbtov, monoklinálne chrbty a úzke erózne medzidolinové chrbty. Ďalej sú dobre odlíšiteľné široké oblé chrbty. Z tvaru a priestorovej orientácie možno dedukovať morfologickú odolnosť hornín a ich úložné pomery.

2. Charakter a usporiadanie geomorfologických foriem odráža geologickú stavbu a tektoniku. V území, ktoré budujú relatívne jednoduché vrásy, je identifikácia ľahšia. Napr. na ľavej strane Laborca zreteľne vidieť priebeh osí vrás v smere SSZ-JJV.

3. Pri morfoštruktúrnej analýze je využitie radarových záznamov najvýraznejšie. V území je dominantný alpínsky smer vrásových štruktúr, ktorý následne porušili zlomy. Tak sa vytvorila typická vrásovo-zlomová štruktúra. Na záznamoch sa to prejavuje vo forme morfologicky ostro ohraničených blokov (obr. 5) s výraznou tendenciou úklonu na SZ. Vo vývoji dolín možno pozorovať dva hlavné smery. Starší je zhodný s priebehom osí vrás, mladší, v podstate kolmý, sa viaže na zlomovú tektoniku.

Poľana

Charakteristika územia

Možnosti využívať radarový záznam v geomorfologickej analýze neovulkanických oblastí sme overovali na príklade Poľany. Masív Poľany možno geologicky bližšie špecifikovať ako viacfázovo vytváraný neogénny stratovulkán s periodickými prejavmi intruzívneho vulkanizmu v centrálnej zóne. Podľa Konečného, Lexu a Planderovej (1983) sú v jeho štruktúre odlíšiteľné dva na seba naložené stratovulkány. Starší, spodnobádenský až strednobádenský, bol ešte pred sarmatom exogénne rozrušený a zdenudovaný. Sčasti na ňom a sčasti na neovulkanickom podloží sa v sarmate sformoval nový, väčší andezitový stratovulkán. Posarmatské obdobie sa už vulkanickou aktivitou v tomto regióne neprejavilo a jeho ďalší vývoj smeruje k postupnej úplnej deštrukcii iniciálnej vulkanickej formy.

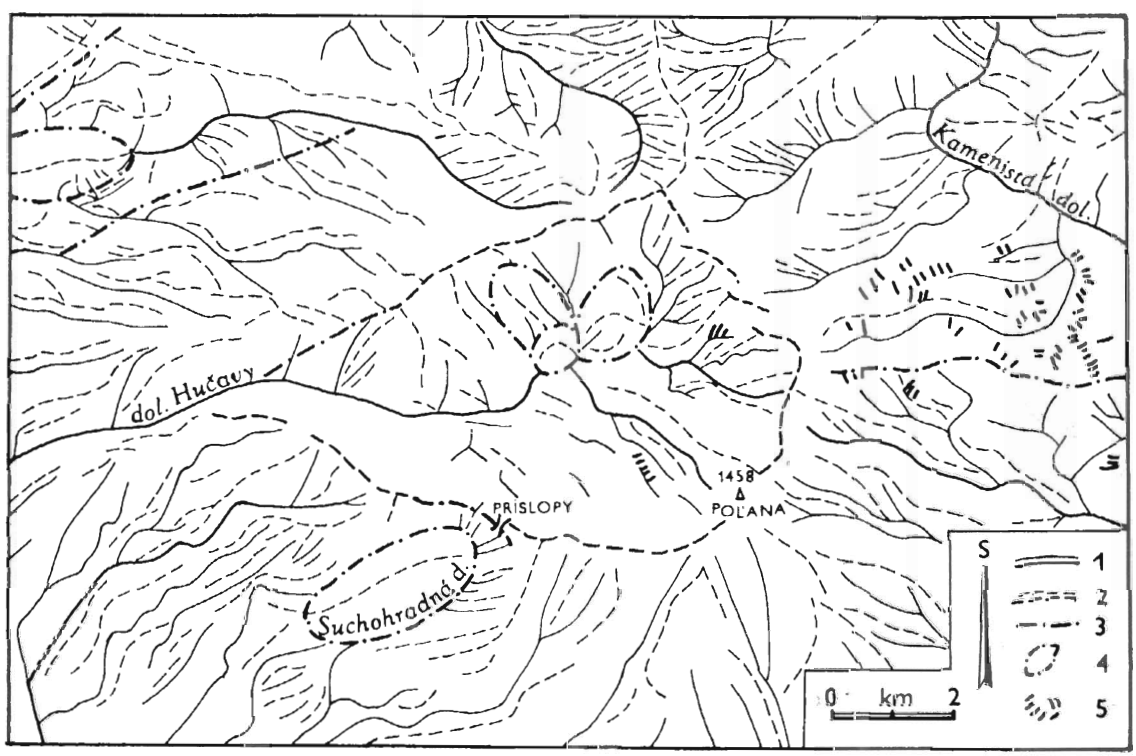
Napriek vysokému stupňu postvulkanickej transformácie (tektonickej aj exogénnej) sa dajú v súčasnej fyziognómii masívu Poľany identifikovať viaceré reliéfne znaky pôvodnej stratovulkanickej formy.

V súčasnom reliéfe je dobre viditeľná centrálna depresia, interpretovaná ako kaldera. Zachovala sa aj radiálna excentrická sieť dolín a chrbtov, indikujúca pôvodný stratovulkanický plášť. Poľanu možno považovať za najlepšie zachovanú vulkanickú makroformu reliéfu v Západných Karpatoch, preto má zo všetkých horstiev najbližšie k tomu, aby sa nazývala vulkanickým horstvom, a to nielen z geologickej, ale aj z geomorfologickej stránky.

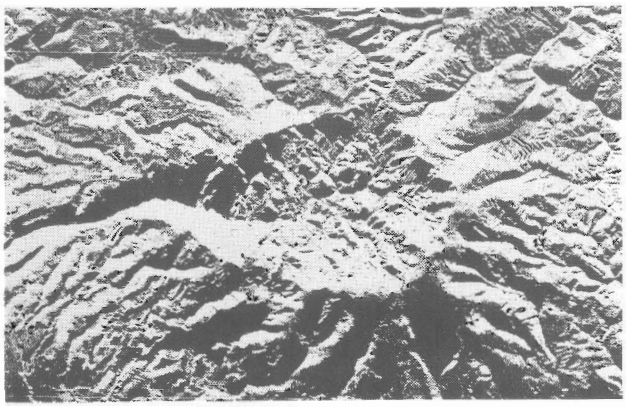
Analýza radarového záznamu

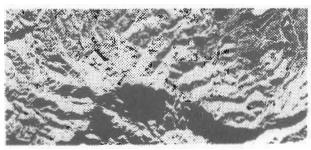
Analyzovaný radarový záznam (obr. 7) zachytáva takmer 100 km^2 územia Poľany a priľahlých častí Veporských vrchov a Zvolenskej kotliny. Výsledky analýzy sú na interpretačnej schéme obr. 6. V zobrazení výrazne dominuje centrálna depresia s priemerom asi 5 km. Ide o najplastickejšie zobrazenie, s akým sme sa doteraz stretli. K novým poznatkom o genéze depresie možno dospieť pomocou detailnejšej analýzy priebehu jej obruby. Na zázname nápadne vystupuje priamočiary priebeh severného, resp. severozápadného ohraničenia centrálnej depresie. Opticky veľmi výrazné rozhranie zjavne nadväzuje na susedné lineárne rozhrania v prelomovej doline Hačavy a na segmenty dolinovej siete Kamenistej doliny. Severovýchodný chrbát sa v určitom mieste náhle v pravom uhle stáča do smeru na JV. Ďalej sa prejavuje ako rozbitý chrbát do štyroch segmentov s malými horizontálnymi posunmi. Ich nadväznosť na susedné rozhrania nie je taká zrejmá. Južný a juhovýchodný lem centrálnej depresie má oválny tvar, ktorý je iba v oblasti sedla Príslopy čiastočne porušený okrajom nelineárneho rozhrania.

Radarový záznam ďalej potvrdzuje prítomnosť pôvodnej vulkanickej radiálnej textúry dolinovej siete, ktorú dobre znázorňuje obr. 9C. Najtypickejšia je radiálna excentrická dolinová sieť na južnej úboči masívu. Identická je aj radiálna koncentrická sieť dolín v centrálnej depresii na obidvoch typoch zobrazenia. Aplikácia metódy analýzy radarového záznamu je problematickejšia v južnej časti depresie. Tu sa usporiadanie dolín a chrbtov prejavuje ako málo reflexné voči radarovým lúčom a daná plocha sa prejavuje ako homogénne svetlá. Našťastie, z



Obr. 6. Interpretačná schéma Poľana. 1 - údolnice, 2 - chrbátnice, 3 - lineárne rozhrania inej povahy, 4 - nelineárne rozhrania, 5 - mikrorozhrania.
Fig. 6. Interpretation scheme of the Poľana Mts. 1 - valley lines, 2 - crest lines, 3 - others linear dividing marks, 4 - non-linear dividing marks, 5 - micro dividing marks.





Obr. 7. Prekrytie susedných pásov radarového záznamu v priestore Poľany.
Fig. 7. Overcovering of neighbouring belts of radar images in the territory of the Poľana Mts.

tohto územia máme aj radarový záznam susedného pásu, ktorý sníma záujmové územie v opačnom smere. Situáciu demonštruje obr. 7.

Na radarovom zázname sme identifikovali aj lineárne rozhrania viažuce sa na pravouhlú textúru dolín. Najlepším príkladom je Kamenistá dolina v SV okraji záznamu. Južne od bazénu Kamenistej doliny je špecifické rozhranie, ktoré nesleduje nijakú väčšiu dolinu alebo chrbát. Má priebeh Z-V a oddeľuje od seba dve plochy s rozdielnou hustotou a spôsobom usporiadania rozhraní indikujúcich chrbtovo-dolinové systémy. Zdá sa, že táto zmena vzorky rozhraní nie je výsledkom redukcie informácie v dôsledku odlišnej reflexnosti reliéfu voči radarovým lúčom.

Z nášho hľadiska sú veľmi zaujímavé nelineárne rozhrania oválneho tvaru. Ich morfoštruktúrna interpretácia si vyžaduje konfrontáciu s výsledkami iných čiastkových analýz morfoštruktúry. Na skúmanom území sme pomocou radarového záznamu identifikovali niekoľko nelineárnych rozhraní. Nachádzajú sa v hornom bazéne Suchohradnej doliny, na južnej úboči masívu Poľany, v severnej polovici centrálnej depresie a v severozápadnom okraji záznamu - už mimo územia Poľany - vo Zvolenskej kotline.

Pre úplnosť ešte uvádzame výskyt krátkych mikrorozhraní, najmä vo východnej časti záznamu. Tie asi nie sú prejavom morfoštruktúrnych vlastností skúmaného územia, ale súvisia skôr so spôsobom lesohospodárskeho využívania regiónu, ťažbou dreva v pásoch.

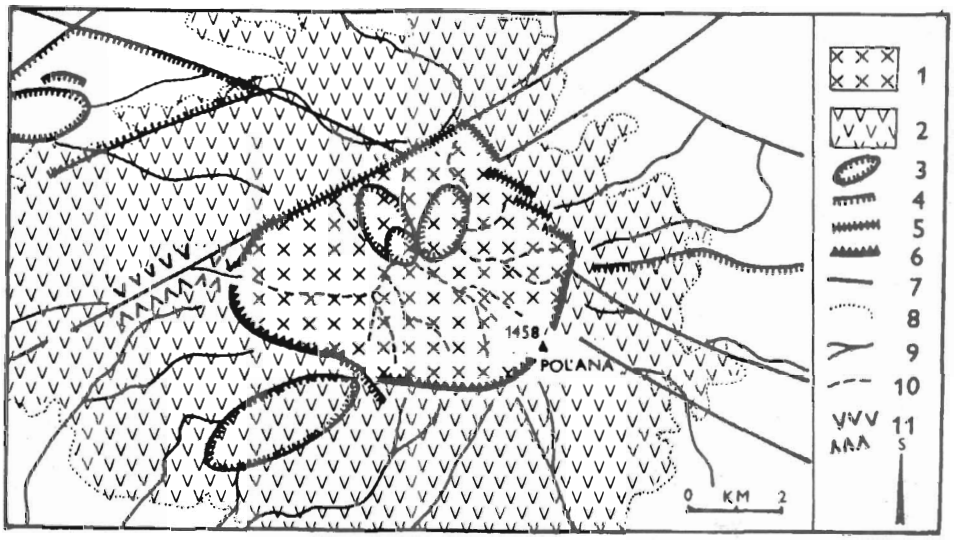
Metodické východiská

Radarový záznam potvrdil prítomnosť viacerých geomorfologických znakov zobrazených aj inými metódami. V prípade centrálnej depresie, ktorú Kaličiak, Konečný a Lexa (1989) interpretujú ako syngenetickú vulkanickú formu - kalderu, nás indície na radarovom zobrazení vedú k spresneniu jej genézy (obr. 8). Podľa priamočiareho a pravouhlého priebehu severnej časti lemu depresie usudzujeme o dôležitej úlohe kryhovej tektoniky v jej vývoji. Oválny priebeh južného ohraničenia kaldery ponúka skôr erózne vysvetlenie jej vzniku. Radiálna excentrická sieť dolín a chrbtov na obvode masívu sa dá interpretovať ako silne exogénne rozrušený pozostatok foriem vytvorených na pôvodnom vulkanickom plášti stratovulkánu. Viac zarezané sú doliny smerujúce do depresnej morfoštruktúrnej jednotky Zvolenskej kotliny.

Rozličné interpretácie sa ponúkajú pri identifikovaných nelineárnych rozhraniach. Ako veľká gravitačná deformácia sa dá vysvetliť oválna štruktúra Suchohradnej doliny, čo podporuje aj miestna geologická situácia. Nelineárne rozhrania vnútri kaldery sa dajú interpretovať ako vypreparované intruzívne telesá alebo ako veľké zosuny depresných blokov.

V západnej časti skúmaného územia sú viaceré indície, ktoré ovplyvňujú naše predstavy o celkovej genéze a vývoji polianskeho stratovulkánu. Rozhranie dvoch vzoriek južne od Kamenistej doliny pokladáme za dôležitú morfoštruktúrnu hranicu v rámci západného okraja Slovenského rudohoria. Rozhranie indikuje ohraničenie vnútornej málo rozčlenenej časti semimasívnej morfoštruktúry voči viac dezintegrovaným, hlbokými dolinami rozrezaným okrajovým kryhám Slovenského rudohoria, poklesávajúcim do Zvolenskej kotliny. Na tieto tektonické poruchy okraja semimasívneho horstva a na systém priečnych porúch sa viaže poloha vulkanického centra stratovulkánu Poľany. Priebeh daných porúch indikujú paralelne prebiehajúce lineárne rozhrania v dolinovom systéme hornej Slatiny.

Podľa týchto predpokladov sa dá vysvetliť, prečo sa tak dobre zachovala stratovulkanická štruktúra Poľany. Považujeme to za výsledok jej prechodnej



Obr. 8. Morfotektonická schéma Poľana. 1 - kaldera stratovulkánu, 2 - plášť stratovulkánu, 3 - indikácia gravitačných porúch alebo prejavov pasívnej štruktúry v reliéfe, 4 - indikácia tektonických porúch, založených na chrbtovo-dolinových systémoch, 5 - indikácia tektonického ohraničenia kaldery, 6 - indikácia erózneho ohraničenia kaldery, 7 - indikácia morfoštruktúrnych rozhraní, neviažúcich sa na chrbtovo-dolinové systémy, 8 - erózny okraj stratovulkánu, 9 - údolnice radiálnej excentrickej textúry plášťa, 10 - údolnice radiálnej koncentrickej siete kaldery, 11 - prelomová dolina Hučavy, drenujúca kalderu.

Fig. 8. Morphotectonical scheme of the Poľana Mts. 1 - caldera of stratovolcano, 2 - periphery of stratovolcano, 3 - indication of gravitational disturbances or demonstration of passive structure in relief, 4 - indication of tectonical disturbances on the crest-valley systems, 5 - indication of tectonical bordering of caldera, 6 - indication of erosional bordering of caldera, 7 - indication of morphostructural dividing marks not connecting to crest-valley systems, 8 - erosional border of stratovolcano, 9 - valley lines of radial centrifugal texture of periphery, 10 - valley lines of radial centripetal texture of caldera, 11 - through-like valley of the Hučava river drainaged caldera.

morfoštruktúrnej polohy medzi pozitívnou a negatívnou morfoštruktúrou, ktorá nie je taká exponovaná pre eróznodenudačné procesy ako napríklad štiavnický stratovulkán, ktorý vznikol na silne vyzdvihovanej morfoštruktúre. Otvorenou zostáva otázka absencie povrchu stredohorského systému zarovnávania na svahoch sarmatského stratovulkánu Poľany. Na to sa pomocou radarového záznamu nedá odpovedať.

Malé Karpaty

Charakteristika územia

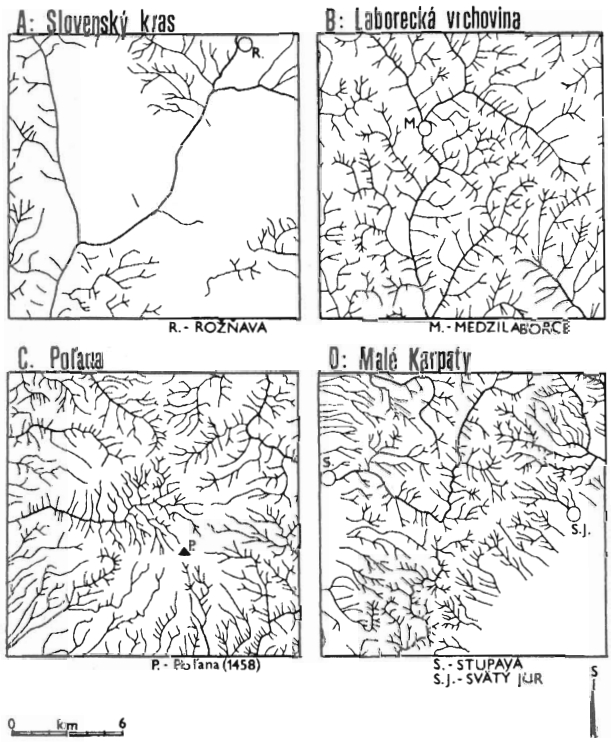
Študované územie zaberá južnú časť Malých Karpát medzi Lamačskou bránou a spojnicou Pezinok - Pernek.

Územie budujú kryštalické horniny. Prevažuje granit. Iba na západnej strane horstva je granitový masív lemovaný pásmom mezozoických hornín (Borinská sukcesia). Zastúpené sú bridlice, brekcie, vápence a pieskovce. Iba pomerne malú časť územia budujú krasovatejúce vápence. Hranica medzi kryštalinikom a mezozoikom prebieha zhruba dolinou Stupavského potoka. Západný okraj horstva budujú neogénne horniny (piesok, pieskovec, štrk). Geologickú stavbu územia zobrazujú geologické mapy (Vaškovský et al., 1988; Cambel a kol., 1972).

Z geomorfologického hľadiska je skúmané územie hrastorn smeru SV-JZ. Západné aj východné svahy sú zlomové. Široký ústredný chrbát nesie rozsiahle a pomerne dobre zachované zvyšky zarovnaného povrchu - stredohorskej rovne. Zlomové svahy sú rozrezané dolinami konsekventných tokov, ktoré tečú zhruba kolmo na os horstva. Na ústrednom chrbte ležia subsekventné doliny Vydrice a Stupavského potoka, ktoré majú približne smer horstva (obr. 9D). Podrobnejšie sa geomorfológiou územia zaoberajú práce Jakála a kol. (1990) a Urbánka (1966, 1991).

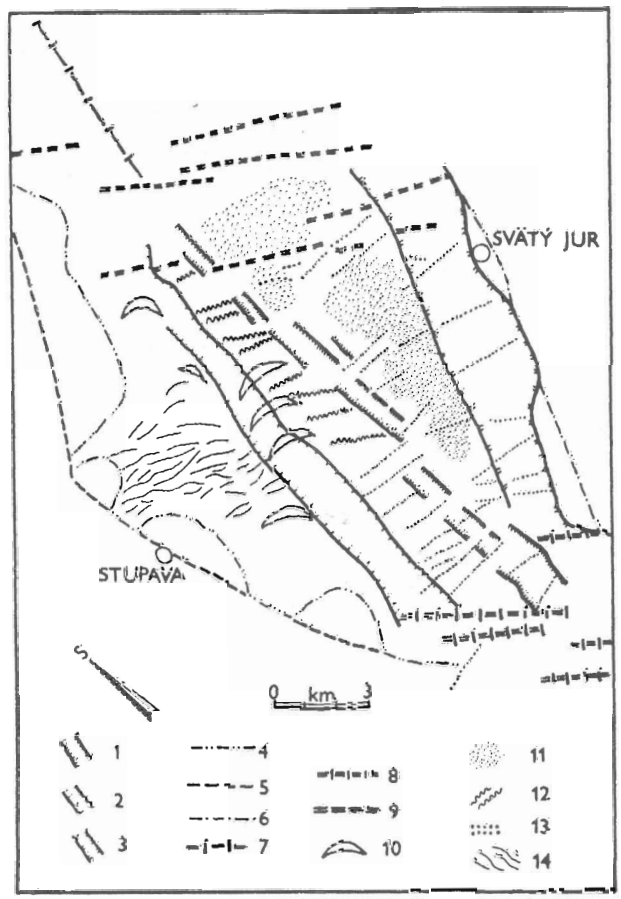
Analýza radarového záznamu

Vzorky. Na radarovom zázname (obr. 10) vzorky odrážajú už načrtnuté rozdiely v litológii, resp. geomorfológii územia. Charakteristická vzorka je z rozsiahlych plošín ústredného chrbta, ktoré režú kryštalické horniny. Tvorí ju drobná mozaika neveľmi kontrastných tiehov a svetlých plôch bez



Obr. 9. Textúra dolinovej siete.
Fig. 9. Texture of valley network.

dominujúcich smerov. V tomto zmysle možno hovoriť o chaotickej mozaike. Na granitových plošinách sa ešte vyskytuje nevýrazná pásová vzorka, a to tam, kde plošiny stupňovito klesajú sériou približne rôznobežných nevysokých zlomových svahov prevažne smeru SZ-JV. Tie sa javia ako pomerne nevýrazné tiene. Výraznejšie sú iba vtedy, ak sa na ne viažu doliny. Na plošinách, ktoré režú mezozoické horniny, sa tento druh vzorky nevyskytuje. Radarový záznam tu ukazuje pomerne veľké nečlenené slabo kontrastné svetlé a tmavé plochy. Rozdiely sú aj vo vzorkách dolín. Doliny v kryštaliniku aj mezozoiku sú zobrazené mozaikami dvojíc kontrastných svetlých a tmavých plôch. V kryštaliniku sa táto mozaika skladá z menších plošiek. V mezozoiku sú plochy väčšie. Zobrazené sú tu veľké dlhé doliny, resp. chrbty. Celkom odlišný typ vzorky majú územia na neogénnych horninách. Tu je v podobe stredne kontrastných svetlých a tmavých plôch zobrazený systém početných dlhých úzkych dolín. Zoskupené sú tak, že z nich ťažko jednoznačne určiť hranice povodí. Táto vzorka sa podobá vzorke, ktorú vytvárajú krytá divočiacich riek vo vrcholoch náplavových kužeľov. Vzniká dojem, že sieť zobrazených dolín ľudia, resp. je reorganizo-



Obr. 10. Interpretačná schéma - Malé Karpaty. Pozdĺžne lineárne rozhrania: 1 - lineárne rozhrania približne v osi horstva, 2 - lineárne rozhrania na západnom okraji centrálneho chrbta (zlomové svahy), 3 - lineárne rozhranie na východných svahoch horstva (zlomové svahy), 4 - lineárne rozhranie na západnom úpätí horstva (horný okraj proluviálnych kužeľov a deluvií), 5 - lineárne rozhranie na západnom úpätí horstva (dolné okraje kužeľov a deluvií), 6 - lineárne rozhranie na východnom úpätí horstva (dolné okraje kužeľov a deluvií), 7 - severné pokračovanie lineárneho rozhrania 1; priečne lineárne rozhranie: 8 - lineárne rozhrania v oblasti Lamačskej brány, 9 - lineárne rozhrania v oblasti Pernek - Pezinok; nelineárne rozhrania: 10 - oblúkovité rozhrania; patterny: 11 - chaotický pattern plošín, 12 - paralelný pattern plochých chrbtov, 13 - pásovitý pattern, 14 - "divočiaci" pattern horstva.

Fig. 10. Interpretation scheme - the Malé Karpaty Mts. Longitudinal linear dividing marks: 1 - linear dividing mark approximately in axis of the mountains, 2 - linear dividing mark on the Western border of central crest (fault scarps), 3 - linear dividing mark on the eastern slopes of the mountains (upper borders of proluvial cones and deluvium), 4 - linear dividing mark on the western foothill of the mountains (upper borders of proluvial cones and deluvium), 5 - linear dividing mark on the western foothill of the mountains (lower borders of proluvial cones and deluvium), 6 - linear dividing mark on the eastern foothill of the mountains (lower borders of proluvial cones and deluvium), 7 - the northern continuation of linear dividing mark No. 1; transversal linear dividing marks: 8 - linear dividing marks in Lamačská brána gate, 9 - linear dividing marks in the area Pernek - Pezinok; Non-linear dividing marks: 10 - arched dividing marks; Patterns: 11 - chaotic pattern of plateaus, 12 - paralell pattern of flat crests, 13 - belt-like pattern, 14 - "capturing" pattern of foothill area.

vaná. Napokon pre náplavové kužele na obidvoch úpätiach horstva je typická absencia vzorky.

Lineárne rozhrania. Lineárne rozhrania zobrazené na radarovom zázname sa odlišujú jednak výraznosťou, jednak smerom a lokalizáciou. Najvýraznejšie súvislé rozhranie sa začína v ústí Vydrice do Dunaja, pokračuje dolinou Vydrice k jej prameňu, potom ide dolinou Stupavského potoka k Tureckému vrchu. Za hranice študovaného územia ho možno sledovať do oblasti Čertovho vrchu a Vysokej. Toto rozhranie sa tiahne stredom horstva, ale nesleduje presne jeho pozdĺžnu os, ale šikmo ju pretína. Toto rozhranie tvorí na radarovom zázname početný roj kontrastných dvojníc svetlých a tmavých plôch, ktoré majú základný smer zhruba S-J. Rozhranie sa skladá z dvoch rozdielnych častí, ktoré odrážajú rozdiely v litológii. Severná časť od Tureckého vrchu po Medené hámre sleduje zhruba hranicu kryštalinika s mezozoikom, resp. hranicu medzi príslušnými, už spomenutými paternami. Zvlášť výrazne je zobrazený kaňon Stupavského potoka. Južná časť od prameňa Vydrice na Svätom vrchu po jej ústie prebieha v granite.

Druhé výrazné, ale menej súvislé lineárne rozhranie leží na západnom okraji horstva. Plochá časť horstva klesá k nižšiemu Stupavskému predhoriu, resp. západnému úpätiu horstva systémom chrbtov (dolín) približne smeru V-Z. Na zázname sa chrbty javia ako výrazná dvojica svetlých a tmavých plôch. Výrazné je západné ukončenie chrbtov. Chrbty sa končia na jednej línii, ktorá tvorí hranicu medzi vyšším územím na V a nižším na Z. Toto lineárne rozhranie má teda charakter výrazného terénneho stupňa či svahu. Podobne ako spomenuté rozhranie sa tiahne v smere S-J. Na S sa začína pri Perneku, na J sa končí pri Lamači. Jeho severná časť tvorí hranicu medzi mezozoikom a neogénom. Južná časť je hranicou medzi kryštalinikom na jednej strane a mezozoikom, neogénom alebo kvartérom na druhej. Ako lineárne, menej výrazné rozhranie sa dá vykresliť aj horné ukončenie chrbtov. Je to línia, kde vyznieva kontrast svetla a tieňa, typický pre chrbty, a stráca sa v nevýraznej vzorke plošín. Aj táto línia má smer S-J.

Ďalšie dve lineárne rozhrania sú na radarovom zázname zvýraznené slabšie, hoci ide o hranice v teréne veľmi zreteľné. Sú to obidve úpätia horstva. Línia na jeho západnom okraji je hraničnou čiarou, na ktorej vyznievajú plastické vzorky typické pre horstvo. Táto línia má zálivovitý priebeh a je podľa terénneho výskumu hornou hranicou náplavových kužeľov, deluviálnych pokrovov či úpätných plôch. Dolný okraj týchto plochých foriem - hranica horstva oproti nížine - je na zázname takmer neviditeľná.

Systém výrazných svahov smeru SV-JZ, ktorými horstvo klesá do Podunajskej nížiny, je na zázname prekvapujúco slabý. Horný svah sa dá identifikovať ako línia, na ktorej sa začínajú zahlbovať doliny. Miestami sa javí aj ako nevýrazný tieň. Dolný okraj sa prejavuje ako čiara, kde vyznievajú plastické vzorky typické pre horstvo. Pod touto čiarou sú na zázname neplastické monotónne plochy, kužele, delúviá a pod. Aj ich dolné okraje sú na zázname takmer neidentifikovateľné.

Doteraz opísané lineárne rozhrania možno označiť ako pozdĺžne (vzhľadom na smer horstva). Okrem toho záznam znázorňuje aj priečne lineárne rozhrania. Záznam v priestore Pezinok - Pernek zobrazuje niekoľko lineárnych rozhraní smeru V-Z, ktoré tvoria kontrastné dvojice svetlých a tmavých tónov. Väčšina z nich má charakter terénnych stupňov. Tieto lineárne rozhrania sú zoskupené tak, že takmer súvisle prechádzajú naprieč celým horstvom.

Priečne lineárne rozhrania smeru V-Z zobrazuje záznam aj v oblasti Lamačskej brány. Mnohé z nich majú povahu stupňov klesajúcich k Lamačskej bráne.

Napokon záznam zobrazil aj skupinu nelineárnych rozhraní. Sú to oblúkovité rozhrania na západnej strane horstva. Všetky majú konvexnú stranu orientovanú na S. Niektoré sú v mezozoických iné v neogénnych horninách.

Metodické východiská

Analyzoval sa radarový záznam z územia, ktoré sa už z geomorfologického hľadiska podrobne študovalo (podrobné geomorfologické mapovanie a analýza topografických máp v mierke 1:10 000). Preto je zaujímavé porovnať výsledky analýzy radarového záznamu s výsledkami klasických metód. Dôležitý je fakt, že medzi obidvoma výsledkami nie je rozpor, ale ani úplná zhoda. To znamená, že analýza radarového záznamu aj z dobre známych terénov je užitočná a potrebná a istým spôsobom koriguje výsledky získané klasickými metódami. Napr. o existencii línie od ústia Vydrice až po Turecký vrch, resp. ďalej sa na základe klasických

metód vedelo, ale radarový záznam jej význam ešte zvýraznil a ukázal ju ako jeden z najvýraznejších tvarov. Okrem toho zdôraznil aj jej jednoznačný smer S-J. Na základe klasických metód prevláda skôr tendencia rozkladať ju na úseky smeru JZ-SV a SZ-JV, teda na úseky pozdĺžne a priečne na celkový smer horstva. Istá korekcia smeru línií (podľa ktorých sú organizované povrchové tvary) pomocou radarového záznamu má asi všeobecnú platnosť. Ak sa takéto línie vykresľujú z topografickej mapy, tak sa línie ťahajú skôr po dolinách, zvýrazňujúc tak hydrologickú organizáciu povrchových tvarov. Línie, ktoré sme zakreslili na základe radarového záznamu, majú v mnohých prípadoch čiastočne iný smer. Záznam pravdepodobne skôr zvýrazňuje smery podmienené tektonicky či morfoštruktúrne. O určitom - pre poznanie reliéfu nesporne užitočnom - posune medzi hydrologickou a pravdepodobne morfoštruktúrnou priestorovou organizáciou svedčí aj ďalší fakt. Z radarového záznamu nemožno jednoznačne určiť súčasné povodia. Záznam znázorňuje lineárne rozhranie v strede horstva ako súvislý priestorový útvar, nenaznačuje, že patrí k dvom povodiam (Vydrici a Stupavskému potoku). Radarový záznam na mnohých miestach naznačuje skôr odvodňovanie plochého ústredného chrbta do Záhorskej nížiny, resp. Podunajskej nížiny, hoci v skutočnosti sa odvodňuje v smere S-J.

Napokon nie úplná, ale zásadná zhoda línií identifikovaných na zázname s líniami vykreslenými na základe terénneho výskumu a analýzy topografických a geologických máp dovoľuje urobiť záver, že prevažná väčšina týchto línií je tektonického pôvodu (zlomy, pukliny).

Možnosti využitia radarových záznamov v karpatskom reliéfe

Využívanie radarových záznamov v geomorfológii sa ukázalo ako veľmi vhodné pri analýze horských typov reliéfu, kým v nížinnom reliéfe je ich význam zanedbateľný. Môžu sa využívať hlavne ako vstupná fáza výskumu málo známych oblastí.

Každé rozhranie identifikované na radarovom zázname treba chápať iba ako indíciu istej morfoštruktúrnej vlastnosti skúmaného územia. Môže byť, ale aj nemusí prejavom morfoštruktúry. Môže ísť aj o náhodné usporiadanie prvkov reliéfu, bez vzťahu k podložiu. Z roviny predpokladu či hypotézy do reálnej roviny sa možno posunúť iba po konfrontácii interpretačnej schémy záznamu s inými metódami analýzy morfoštruktúr a po overení v teréne.

Analýza radarového záznamu závisí od vzťahu medzi orientáciou a sklonom vysielaných radarových lúčov a orientáciou elementárnych reliéfnych prvkov a jeho kvalita je odrazom reflexnosti snímaného reliéfu.

Radarový záznam poskytuje reálny obraz chrbátnic a údolníc, čo vytvára predpoklad na klasifikáciu textúry riečnej siete slovenských Karpát.

Podstatný význam má radarový záznam pri priestorovej analýze rozloženia foriem reliéfu a nadregionálnom videní súvislostí študovaného územia s okolitým reliéfom. Umožňuje identifikovať mladšie narušenia geologických štruktúr starých štruktúrnych plánov.

Lineárne rozhrania poukazujú na priebeh zlomov a v niektorých prípadoch možno usudzovať aj o veľkosti ich posunu.

Metóda radarového záznamu sa dá dobre aplikovať v analýzach morfoštruktúr mezomierok až makromierok. Pre mikroformy reliéfu, ktoré sú skôr morfoskulptúrami ako morfoštruktúrami, je náročnejšia ich genetická interpretácia, priblíženie sa k správnemu výkladu genézy zaznamenaných rozhraní. V daných mierkach sa ponúkajú aj iné vysvetlenia, ako sú rozličné technické diela (cesty, železnice, lomy, sídla, priehrady a pod.) alebo vegetácia (lesné prieseky, rúbaniská a pod.). Je nevyhnutné konfrontovať takéto fakty s reálnym stavom pomocou terénneho výskumu.

Výsledky interpretácie - identifikované vzorky chrbátnic a údolníc a lineárne a nelineárne rozhrania - sú kvantifikovateľné, napr. meraním ich dĺžky a orientácie, počítaním hustoty na jednotku plochy a pod. Tak možno určiť charakteristické parametre, ktoré by mali byť pri identických typoch reliéfu rovnaké.

V neposlednom rade možno radarový záznam využiť na spresnenie a vymedzenie geomorfologických celkov a foriem reliéfu pri geomorfologickom mapovaní.

Literatúra

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

Dornič, J. 1967: Využití radarových dat v geologickém výzkumu. *Geol. Průzk., 6, 171 - 173.*

Feranec, J. & Lacika, J. 1991: Identification and analysis of a "gravity nappe" in the South-Eastern part of the Malé Karpaty Mts. by using radar image. *Eight Them. Conf. on Geologic Remote Sensing, Dever, USA, 663 - 676.*

Feranec, J. & Pospíšil, E. 1981: Možnosti využitia multispektrálnych kozmických snímok pri výskume štruktúrno-tektonických pomerov v oblasti Slovenského stredohoria. *Geogr. Čas., 33, 3, 273 - 287.*

Jakál, J., Lacika, J., Stankoviansky, M. & Urbánek, J. 1990: Morfoštrukturnij analiz gornogo massiva Malych Karpat. *Geomorfologija (Moskva), 4, 97 - 109.*

Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J. 1979: Štruktúry a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike. *Geol. Práce, 88, 79 - 103.*

Konečný, V. & Lexa, J. 1984: Geologická mapa Stredoslovenských neovulkanitov 1:100 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty,Sér. Geol., 9, 7.*

Koráb, T. & Ďurkovič, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). *GÚDŠ Bratislava.*

Koráb, T. 1983: Geologická mapa Nízkych Beskýd - východná časť 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Lillesand, Th. M. & Kiefer, E. W. 1979: Remote Sensing and Image Interpretation. *John Wiley and Sons, Inc., New York, 489 - 523.*

Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. Paleogeografický vývoj Západných Karpát. *GÚDŠ Bratislava, 321.*

Sabins, F. F. 1978: Remote Sensing. Principles and Interpretation. *W. H. Freeman and Company, San Francisco, 177 - 230.*

Urbánek, J. 1966: Malé Karpaty a priľahlá časť Podunajskej nížiny v oblasti Jur-Pezinok. *Náuka o Zemi. Sér. 1, 45.*

Urbánek, J. 1991: Vývoj dolín v Malých Karpatoch. *Geogr. Čas. (v tlači).*

Vaškovský, I. 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1:25 000. *SGÚ - GÚDŠ Bratislava.*

Using of Radar Images in Geomorphology

We verified the possibilites of using the radar images in geomorphological research on four chosen regions of the Slovak Carpathians with different types of relief. Research was realized in the territory of the Slovenský kras Karst, the Laborecká vrchovina Mts., the Poľana Mts. and the Malé Karpaty Mts.

Used radar images of SLAR type were made by Soviet radar TOROS aboard air plane in autumn 1986. We used the method of analogue interpretation. Results of processing were drawn into the interpretation scheme expressing the spatial arragement of network of crest lines and valley liness and linear and non-linear dividing marks. These schemes were confronted with the real state found out by field geomorphological research. Simultaneously we compared the identified patterns with the textures of valley network projected by traditional way from the topographical maps.

Three groups of the linear dividing marks indicating fault structures differring in age and type on the territory of the Slovak karst with typically developed plateau-like karst were distinguished. It is possible to distinguish the different regions according to the different quality of geological structure (tectonical movements and quality of limestones).

Radar image from the research part of the Laborecká vrchovina Mts. documents basic morphostructural plan and arrangement of network of crest lines and valley lines dependent on the geological structure. It reflects very distinctly the contrasts of structural and lithological quality of flysch rocks. Also the typology of valleys according to transverse profile can be reliably distinguished. Stratovolcanic structure is very distinctly imaged on the radar image of the Poľana Mts. Central depression and radial valley texture are more expressive on the image as compared to other images methods. Course of crest line bordering central depression renders the possibility of closer and more exact interpretation of the given form. According to radar image we found out a parallel morphostructural dividing mark corresponding to block structure.

Analysis of radar image on the territory of the Malé Karpaty Mts. rendered us several, till now not interpreted morphostructural characteristics. Explanation of genesis of two different valley systems is seen from other perspectives. The image supports the conclusions on the prevailingly tectonical origin of the identified marks.

Obtained results showed that the use of radar images in geomorphology is justified mainly in the areas with the mountainous type of relief. Every dividing mark identified by image should be seen as an indication of certain morphostructural quality of the researched area. It can be the demonstration of morphostructure but it also does not have to be. Elimination of the incidence of accidental arrangement of relief elements can be made after confrontation with the results of other partial morphostructural analyses. Analysis of radar image depends on the relation between orientation and inclination of the emited radar beams and orientation of relief elements. It is a result of the reflexity of imaged relief. It renders data about over regional connections that can not be projected by classical methods. It facilitaties identification of younger breaking of the geological structure of older plans. Moreoves it is possible to use radar image for more precise elaboration of field geomorphological mapping.

Improvement of the quality of the verified method can be achieved through the quantification, measurement of the lenght and orientation of dividing marks, density counts and typology of the dividing marks and patterns.

AKTIVITA SGS

Terénny seminár
Paleotektonický vývoj severného okraja tatrika v jz časti Západných Karpát

Odborné skupiny štruktúrnej geológie a sedimentológie 25. - 27. mája 1992 uskutočnili terénny seminár so zameraním na stratigrafiu, litológiu, sedimentológiu, štruktúry a tektonické postavenie vrchnokriedových flyšových súvrství severnej časti Považského Inovca. Prezentovali na ňom výsledky novších poznatkov o geológii a štruktúrnej stavbe dosiahnuté v rámci grantovej úlohy Slovenskej akadémie vied č. 125 Kinematický model alpínskeho tektonického vývoja a rekonštrukcia sedimentárnych priestorov alpsko-karpatskej styčnej oblasti.

Podľa novších geologických a štruktúrnych výskumov sa v stavbe Považského Inovca vyčleňujú dve štruktúrne etáže kryštalinika odlišného paleotektonického charakteru s rozdielnymi predmetamorfnými litologickými znakmi, následnými metamorfnými dejmi a tektonickým štýlom stavby. Alpínsku stavbu tatrického fundamentu a jeho mladopaleozoicko-mezozoického obalu severnej časti Považského Inovca (selecký blok) charakterizujú úzke strmo uklonené šupinovité pásma, ktoré spolu vytvárajú antiformnú megaštruktúru s najspodnejšími elementmi v jeho jadre. Medzi šupiny fundamentu sa vkladajú cudzie horninové asociácie a série strednokriedového - vrchnokriedového flyšu s blokmi a šupinami triasových a jurských karbonátov a jurských silitických bridlíc a rádiolarítov. Mnoho sto metrov hrubý slabometamorfovaný komplex flyšu, začleňovaný doteraz do klapských bradlových sérií, má zložitú stavbu tektonickej melanže. Inkorporoval sa do tatrického kryštalinika Inovca po vrchnokriedovej fáze vrásnenia, na čo poukazujú vrchnosenónske globotrunkány. Prítomnosť sedimentárnych štruktúrnych prvkov flyšových komplexov si vynútila oddelenú analýzu stratigrafických, faciálnych, sedimentologických a tektonicko-štruktúrnych javov. Výsledkom spolupráce sedimentológie a štruktúrnej geológie sú nové poznatky o flyšovej melanži, doteraz v stavbe západokarpatského horstva neznámej.

V terénnej časti sa demonštrovali profily flyšu na Čiernom vrchu, Humienci a pri Selciach. Osobitnými členmi sú oxfordské rádiolarity a silicity v súvrstviach bridličnatých flyšov, bázické vulkanity s neptunickými dajkami vápencov (bajok?) a triasové vápence Hradiska, ktoré utvárajú bloky a tektonické šupiny obklopené flyšom. Nezvyčajné sú vrchnokriedové zlepence s pestrým horninovým zložením - strednotriasové dolomity a vápence, krinoidové aj kalové vápence liasového a kimeridžského veku, rádioláriové a kalpionelové vápence beriasu i orbitolinové vápence aptsko-albského veku. Značnú časť flyšových sekvencií utvárajú brekcie s materiálom miestneho kryštalinika. Charakter flyšových sedimentárnych textúr, najmä páskované, turbiditové, parakonglomerátové aj ortokonglomerátové asociácie a ich sprievodné ichnofosílie naznačujú proximálne aj distálne fácie hlbokomorských náplavových vejárov, z ktorých pôvodnej stavby zostali iba fragmenty.

Rozoznávame dva typy vrchnokriedového flyšu, prvý s pelagitmi svetlosivých až čiernych farieb, druhý červenej a tehlovej farby. Druhý nemá ekvivalenty ani v bradlovom pásme, ani v manínskej jednotke a je exotický. Obidva sa odlišujú regionálnym smerom prúdových lineácií (sivý od JJV na SSZ, červený od SZ na JV), čo oprávňuje predpokladať tektonické zblíženie oddelených sedimentárnych bazénov mechanizmom melanže.

Alpínsky štruktúrny vývoj oblasti možno rozdeliť do dvoch hlavných deformačných štádií, z ktorých AD_1 je charakterizované vývojom nízkometamorfnej bridličnatosti paralelnej s pôvodnou vrstvovitosťou, vo vápencoch ojedinelými tokovými vrásami a lineáciou roztiahnutia smeru SZ-JV, ktoré sú v širšom rámci späté s násunom tatrického fundamentu a jeho mladopaleozoicko-mezozoického sedimentárneho pokryvu na študované, prevažne flyšové sekvencie. V tatriku zároveň vznikli veľkorozmerové ležaté vrásy. Počas deformačného štádia AD_2 pravdepodobne v sinistrálnej transpresnej zóne vznikla antiformná šupinovitá stavba, kde na báze jednotlivých šupín boli pozdĺž listrických prešmykových zlomov študované flyšové komplexy vytrhnuté z podložia tatrika a zavlečené do pripovrchových úrovní. Z mezoštruktúr AD_2 možno spomenúť rozličné typy vzperových vrás so strmými osovými rovinami, krenulačných kliváží, intersekčnú lineáciu a pod.

Prítomnosť vrchnokriedových sekvencií vystupujúcich z podložia tatrických elementov vrhá nové svetlo na štruktúrne vzťahy severného okraja tatrika, pribradlovej a bradlovej zóny a opätovne nastoľuje otázku prítomnosti juhopenninských či vahických elementov v stavbe Západných Karpát. Diskusia na túto tému, ktorá sa na terénnom seminári rozprúdila, isto prinesie nové podnety na riešenie závažných otázok západokarpatskej geológie, ako je porovnateľnosť stavby na rozhraní vonkajších a centrálnych zón Álp a Karpát a paralelizácia ich jednotlivých paleogeografických a tektonických zón.

Terénny seminár viedol dr. Dušan Plašienka, doc. Róbert Marschalko a dr. Ján Soták, zúčastnilo sa na ňom 52 geológov z ÚÚG Praha a Brno, GÚDŠ, GÚ SAV, PF UK Bratislava, Baníckej fakulty TU Košice, Štátneho ústavu Viedeň a Jagellovskej university Krakov.

D. Plašienka a R. Marschalko

Mineralia slovaca, 24, (1992), 271 - 277

Ti-Nb-Ta minerály v leukogranitoch Tríbeča

PAVEL UHER a IGOR BROSKA
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 18. 1. 1992, revidovaná verzia doručená 10. 3. 1992)

Ti-Nb-Ta minerals in leucogranites of the Tríbeč Mts. (Western Carpathians)

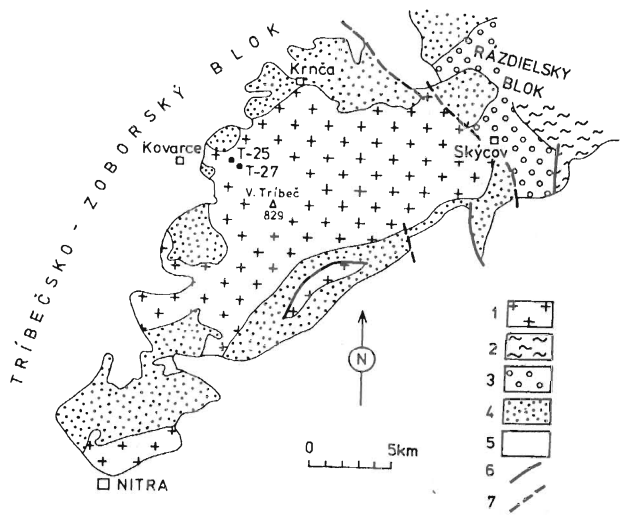
Ti-Nb-Ta minerals represented by Nb-rutile, Nb-Ta rutile and by inclusions of Ti-ferrocolumbite - pseudoixiolite. Specific occurence of this mineralization with rare elements direct in granites is connected with relatively high degree of rock fractionation, as well as with unfavourable conditions for the origin of pegmatites in this region - the lack of fluidal components, mainly water and insufficient primary fracturing of granites.

Úvod

Prítomnosť Ti-Nb-Ta minerálov nie je v hercýnskych granitoidoch Západných Karpát bežná. Iba v cínonosných gemerických granitoidoch, najmä v ich greizenizovaných a albitizovaných častiach, vystupuje Nb-(Ta)-rutil, W-ixiolit, kolumbit - tantalit a mikrolit (Varček, 1965; Drnzíková et al., 1975; Bížová, 1978; Malachovský, 1983). Z kryštalinika tatrika a veporika takéto výskyty doteraz neboli známe. V granitoidoch tríbečsko-zoborského kryštalinika sa zistili Nb-(Ta)-rutily na dvoch lokalitách, indikujúcich azda ich priestorové rozšírenie na V od obce Kovarce v oblasti kóty Malá Kurňa (SZ časť vrchov; obr. 1).

Charakteristika materskej horniny

Vzorka T-27, v ktorej je Nb-(Ta)-rutil prítomný vo zvýšenej koncentrácii, predstavuje pokročilejší diferenciát s pomerom K/Rb = 379, Rb/Cs = 51, Zr/Hf = 20 a s obsahom Ba 340 ppm, Sr 59 ppm, Ta 3,6 ppm a Be 14,5 ppm (tab. 1, 2). Je to všesmerne zrnitý leukokratný granit s 31,7 % kremeňa, 33,7 % plagioklasu, 30,7 % K-živca, 3,9% muskovitu, s akcesorickým monazitom, so zirkónom nízkych S a L subtypov (Broska et al., 1990), nízkym obsahom nepleochroických apatitov a bližšie neidentifikovanou U-sľudou (torbernit?). Podobne možno charakterizovať aj vzorku T-25, ale tá na rozdiel od T-27 má aj malý podiel biotitu a granátu. Obidve vzorky sú typickými reprezentatmi monazitovo-ilmenitovej, resp. bezmagnetitovej série



Obr. 1. Schematická geologická mapa Tríbeča s lokalizáciou vzoriek s Ti-Nb-Ta mineralizáciou. 1 - variské granitoidy, 2 - kryštalinikum Rázdiela (kryštalické bridlice, diaftority, amfibolity), 3 - mladšie paleozoikum, 4 - mezozoikum, 5 - kenozoikum, 6 - zistené zlomy, 7 - predpokladané zlomy.

Fig. 1. Schematic geological map of the Tríbeč Mts. with localization of samples with Ti-Nb-Ta mineralization. 1 - Variscan granitoides, 2 - crystalline complex of the Rázdiel Mts. (crystalline schists, diaftorites, amphibolites), 3 - Early Paleozoic, 4 - Mesozoic, 5 - Cenozoic, 6 - ascertained faults, 7 - assumed faults.

v tríbečsko-zoborskom kryštaliniku (Broska a Gregor, 1992).

Ti-Nb-Ta minerály

Ti-Nb-Ta minerály v leukogranitoch pri Kovarciach sú zastúpené tromi základnými fázami Nb(Ta)-rutilu, prechodnými Nb-rutilovými fázami a inklúziami minerálu typu Ti-ferokolumbitu - pseudoixiolitu (tab. 3, 4).

TAB. 1
Chemické analýzy leukogranitov z oblasti Kovariec (v hmot. %)
Chemical analyses of leucogranites from the Kovarce area (wt. %)

	T-25	T-27
SiO_2	73,27	74,15
TiO_2	0,10	0,06
Al_2O_3	15,22	13,98
Fe_2O_3	1,17*	0,33
FeO	-	0,09
MnO	0,02	0,01
MgO	0,42	0,29
CaO	0,42	1,00
Na_2O	3,24	3,13
K_2O	5,12	5,24
P_2O_5	-	0,25
H_2O^+	0,86	1,24
H_2O^-	0,10	0,14
Σ	100,00	99,97

* - Fe_2O_3 total. Analyzoval: Toman - rtg fluorescencia (T-25); Walzel - gravimetria (T-27).

TAB. 2
Koncentrácie stopových prvkov leukogranitov z oblasti Kovariec (v ppm)
Concentration of trace elements in leucogranites from the Kovarce area (in ppm)

	T-25	T-27		T-25	T-27
Au	-	0,05	Rb	-	115
B	12,0	8,7	Sc	~ 1	~ 2,5
Ba	760	340	Sn	4,5	< 1
Be	3,7	14,5	Sr	99	59
Co	9,1	6,3	Ta	-	3,64
Cr	~ 2,6	< 1	Th	7,9	4,2
Cs	-	2,27	U	1,7	4,6
Cu	< 3	< 3	Y	19,1	13,5
Ni	5	8	Zr	89	46
Pb	31,6	39,0			

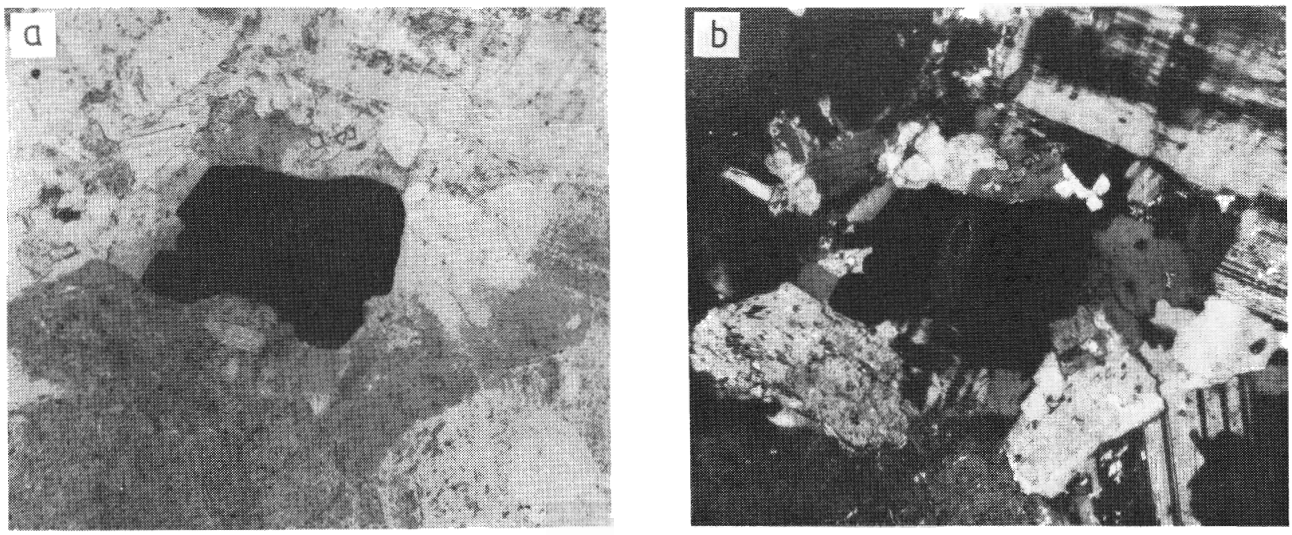
Analyzoval: Medved - spektrochemicky (B, Be, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sc, Sn, Sr, Pb, Y, Zr); Kátlovský - gamaspektroskopicky (Th, U); Moučka - INAA (Au, Cs, Hf, Rb, Ta).

Nb-rutily A a B sú najviac zastúpené minerálne fázy, vo väčšine prípadov tvoria prakticky celú hmotu alebo podstatnú časť cca 0.5 mm veľkých čiernych krátkoprizmatických kryštálov s polokovovým leskom (obr. 2, 3a). Potvrdila ich rtg difrakčná analýza (d/I: 3,22/100 - 2,45/80 - 2,17/40 - 2,04/30 - 1,68/10 - 1,61/60 - 1,47/80 - 1,35/80). Fáza A má oproti fáze B približne dvojnásobný obsah Nb_2O_5, vyše 4-násobný obsah Ta_2O_5 a tiež viac FeO (Tab. 3, 4). Obidve fázy bývajú navzájom odmiešané, alebo sa striedajú v koncentrických rastových zónach (obr. 3b).

Nb-Ta-rutil sa vyskytuje len vo vzorke T-27 v podobe nepravidelne obmedzených oblastí situovaných v centrálnych až okrajových častiach niektorých kryštálov. Hranice s Nb-rutilom A, resp. B bývajú často difúzne so vzájomnými prechodmi, a to na rozdiel od ostrého fázového rozhrania s inklúziami Ti-ferokolumbitu - pseudoixiolitu (obr. 3c-f). Nb-Ta-rutil má oproti Nb-rutilom vysoký obsah Ta, pričom Ta/(Ta+Nb) dosahuje do 0.5 a súčasne zvýšený obsah FeO (tab. 3, 4).

Prechodné Nb-rutilové fázy (tab. 4 analýzy 7, 8) majú v obsahu Nb_2O_5 a Ta_2O_5 prechodné zloženie medzi Nb-rutilom A a Nb-Ta-rutilom. Bývajú obkolesené rutilom A, resp. B, pričom môžu predstavovať analóg Nb-Ta-rutilov s nedostatočným obsahom Ta, resp. Nb aj Ta.

Ti-ferokolumbit - pseudoixiolit vytvára mikroskopické, zväčša 5 - 30 μm veľké xenomorfné inklúzie vždy v Nb-Ta-rutile vyskytujúce sa iba vo vzorke T-27 (obr. 3e-f). Zistil sa len v malom množstve niektorých kryštálov Nb-(Ta)-rutilu, a preto sa nepodarilo zachytiť a bezpečne identifikovať jeho difrakčné maximá. Je však známe, že minerály "kolumbitovo-tantalitového" zloženia - (Fe, Mn) $(Nb, Ta)_2O_6$ - sa vyznačujú rôznym stupňom štruktúrnej usporiadanosti. Totálne neusporiadaná štruktúra ixiolitu a pseudoixiolitu sa vyznačuje štatistickým rozdelením vrstiev (Fe, Mn) a (Nb, Ta) oktaédrov v pomere 1:2. Krajný usporiadaný kolumbit - tantalit s. s. má pravidelne meniace sa vrstvy čistých (Fe, Mn) a (Nb, Ta) oktaédrov tiež v pomere 1:2, pričom v prírode medzi obidvoma krajnosťami bývajú vzájomné prechody (Nickel et al., 1963; Černý a Ercit, 1989). Navyše po intenzívnom zahrievaní prechádza neusporiadaná štruktúra ixiolitu na usporiadaný monoklinický wodginit a pseudoixiolit na usporiadaný kolumbit - tantalit (Černý a Ercit, l. c.). Preto o príslušnosti inklúzií (Fe, Mn) $(Nb, Ta)_2O_6$ fázy v Nb-Ta rutile z Kovariec možno len usudzovať podľa ich distribúcie a chemizmu. Z tvaru inklúzií a paragenézy predpokladáme, že ide o exsolúcie neusporiadaného kolumbitu-pseudoixiolitu alebo ixiolitu, ktoré sú veľmi typické pre Nb-(Ta)-rutily (Černý et al., 1981; Černý a Ercit, l. c.). Chemické zloženie exsolúcií (tab. 3, 4) sa vyznačujú zvýšeným obsahom Ti, W, a dokonca aj Sc (0,3, resp. 0,5 % Sc_2O_3 na základe EDX analýzy), čo je typické ako pre ixiolit, tak aj pre neusporiadaný kolumbit - pseudoixiolit.



Obr. 2. Hypidiomorfný kryštál Nb-(Ta)-rutilu v interstícii medzi plagioklasom, kremeňom a K-živcom (mriežkovaný mikroklín). Vľavo II N, vpravo X N. Mierka 0,5 mm.
Fig. 2. Hypidiomorphic crystal of Nb-(Ta)-rutile in interstition between plagioclase, quartz and K-feldspar (reticulated microcline). Parallel nicols on the left, crossed nicols on the right. Scale 0.5 mm.

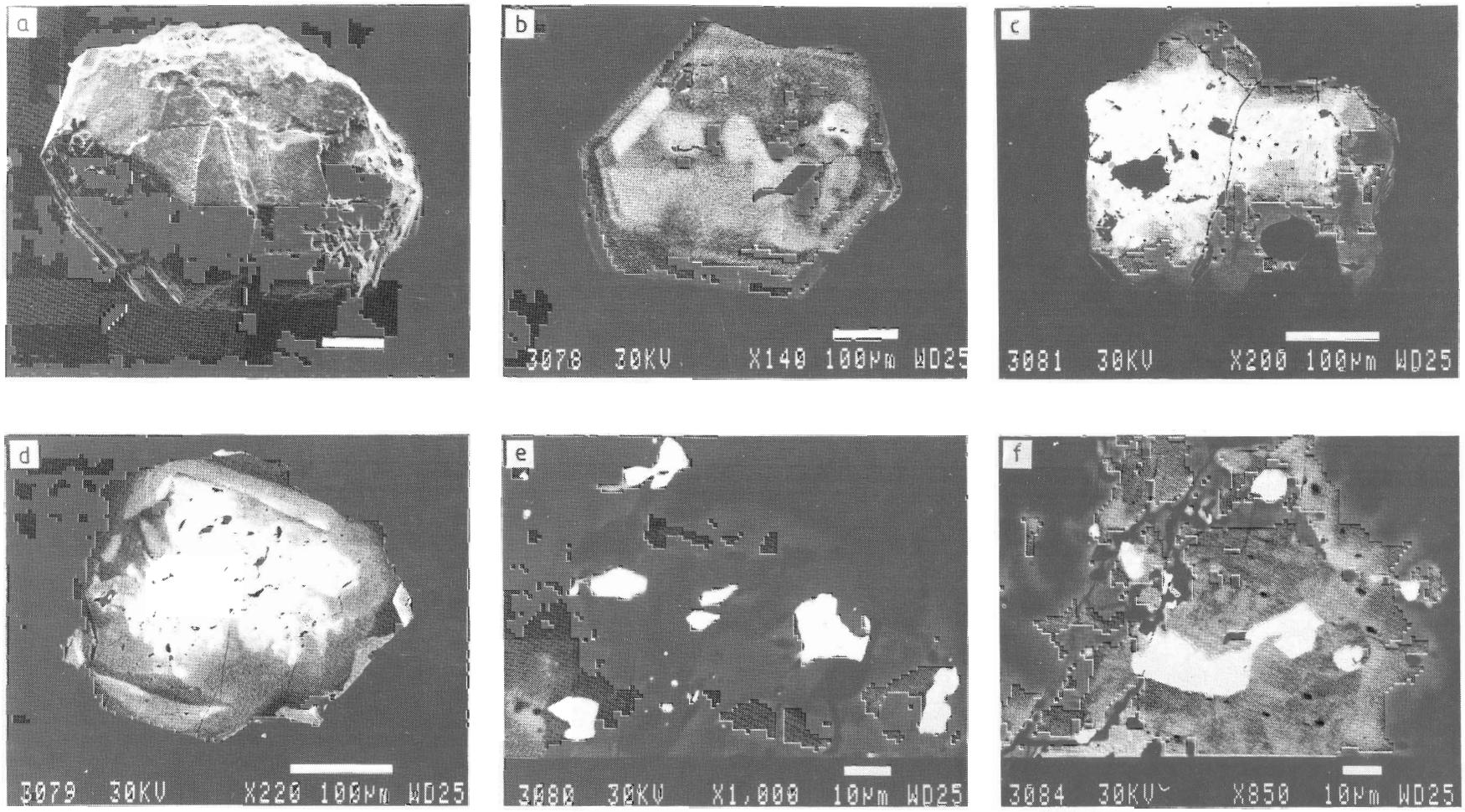
Relatívne veľmi nízky obsah Sn a Ta/(Ta+Nb) hovorí však v neprospech ixiolitu, ktorý temer vždy býva obohatený o Ta, resp. Sn (Vološin a Pachomovskij, 1988; Černý et al., 1986; Černý a Ercit, l. c.). Uvedené fakty naznačujú, že v prípade inklúzií v Nb-Ta-rutiloch vo vzorke T-27 pravdepodobne ide o viac-menej neusporiadaný Ti-ferokolumbit -pseudoixiolit.

Celkové priestorové rozloženie a chemizmus koexistujúcich Ti-Nb-Ta fáz (obr. 3, 4, 5) poukazujú na procesy exolučného rozpadu jedinej primárnej rutilovej fázy. Ukazuje sa však, že ani táto pôvodná fáza nebola v niektorých prípadoch (obr. 3c-f) chemicky homogénna, lebo jadrá kryštálov boli zrejme už primárne obohatené o Ta, Nb, W, Fe, Mn, resp. Sc, a okrajové časti mali maximum Ti. Túto prvotnú zonálnosť zrejme silne zvýraznil exsolučný rozpad pôvodnej rutilovej fázy. V prípadoch s vyššími koncentráciami Ta, Nb atď. sa v centrálnych častiach odmiešal Nb-Ta rutil a z neho ešte Ti-ferokolumbit - pseudoixiolit, pričom v okrajových častiach ochudobnených o Ta a Nb sa vytvoril Nb-rutil A a B, posledný ako prípad úplného "očistenia sa" od Ta. Pôvodná fáza mohla mať pritom zloženie medzi Ti-ferokolumbitom - pseudoixiolitom a Nb-Ta-rutilom (centrálne časti) s postupným (?) prechodom do

TAB. 3
Chemické zloženie základných Ti-Nb-Ta fáz (na základe mikrosondových analýz; hmot. %).
Chemical composition of basic Ti-Nb-Ta phases (on the basis of microprobe analyses; wt. %)

	Nb-rutil A	Nb-rutil B	Nb-Ta-rutil	Ti-ferokolumbit-pseudoixiolit
	n = 16	n = 4	n = 4	n = 8
WO_3	0,1 - 0,9 (0,5)	0,3 - 0,6 (0,5)	0,0 - 0,2 (0,15)	0,6 - 2,0 (1,3)
Nb_2O_5	6,6 - 10,3 (8,4)	2,2 - 6,1 (4,2)	8,0 - 11 (9,8)	54 - 60 (56)
Ta_2O_5	0,6 - 1,3 (0,9)	0,1 - 0,4 (0,2)	12 - 14 (13)	14 - 18 (16)
TiO_2	82 - 87 (84)	88 - 95 (91)	69 - 73 (71)	4,2 - 5,2 (4,7)
SnO_2	0,08 - 0,17 (0,13)	0,05 - 0,13 (0,09)	0,10 - 0,18 (0,13)	0,03 - 0,18 (0,08)
FeO	3,7 - 5,3 (4,6)	1,6 - 4,2 (3,0)	6,0 - 8,7 (7,0)	16 - 20 (18)
MnO	0,00 - 0,04 (0,01)	0,00 - 0,01 (0,005)	0,00 - 0,01 (0,00)	0,2 - 1,9 (0,8)
MgO	0,00 - 0,05 (0,01)	0,00 - 0,01 (0,005)	0,00 - 0,01 (0,00)	0,03 - 0,28 (0,17)

Uvádzané minimálne a maximálne hodnoty a v zátvorke aritmetický priemer.
n - počet analýz (number of analyses).



Obr. 3. Nb-(Ta)-rutil z Kovariec (vzorka T-27) (SEM JEOL JSM 840). a - morfológia kryštálu Nb-(Ta)-rutílu, b - kompozícia rezu kryštálu: svetlosivá fáza Nb-rutil A, tmavosivá fáza Nb-rutil B, c-f - kompozície rezov kryštálov; najsvetlejšia fáza Ti-ferokolumbit- pseudoixiolit, svetlosivá fáza Nb-Ta-rutil, tmavosivá fáza Nb-rutil A a B.

Fig. 3. Nb-(Ta)-rutile from Kovarce (sample T-27) (SEM JEOL JSM 840). a - morphology of Nb-(Ta)-rutile crystal, b - composition of crystal section: light grey phase Nb-rutile A, dark grey phase Nb-rutile B. - c-f - composition of crystal sections; light phase ferrocolumbite-pseudoixiolite, light grey phase - Nb-Ta-rutile, dark grey phase Nb-rutile A and B.

TAB. 4
Reprezentatívne mikrosondové analýzy Ti-Nb-Ta fáz (hmot. %)
Representative microprobe analyses of Ti-Nb-Ta phases (wt. %)

	Nb-rutil A		Nb-rutil B		Nb-Ta rutil		prech. Nb-rutil		Ti-ferokolumbit - pseudoixiolit	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
WO_3	0,70	0,58	0,44	0,61	0,16	0,00	0,23	0,33	1,11	2,03
Nb_2O_5	9,87	8,19	4,18	2,20	8,89	8,01	7,62	12,62	57,51	59,85
Ta_2O_5	0,94	0,94	0,15	0,36	13,48	13,65	4,82	3,23	16,11	13,91
TiO_2	82,45	85,72	91,03	94,81	68,68	72,18	80,35	75,58	4,20	4,76
SnO_2	0,13	0,12	0,08	0,05	0,18	0,13	0,12	0,17	0,05	0,10
FeO	5,16	4,17	2,61	1,63	6,56	5,97	5,12	6,24	16,61	20,05
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	1,87	0,21
MgO	0,05	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,28	0,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Suma	99,32	99,72	98,50	99,67	97,96	99,95	98,30	98,17	97,74	100,94
Ta/(Ta+Nb)	0,054	0,065	0,021	0,090	0,477	0,506	0,276	0,133	0,144	0,123
Mn/(Mn+Fe)	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,102	0,010

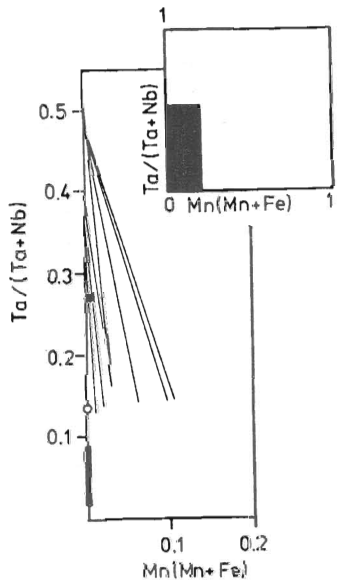
anal. 1-2 - Nb-rutil A, 3-4 - Nb-rutil B, 5-6 Nb-Ta rutil, 7-8 - prechodný Nb-rutil, 9-10 - Ti-ferokolumbit-pseudoixiolit
Mikrosonda JEOL Superprobe JCXA 733 pri nasledujúcich podmienkach: urýchľovacie napätie 25 kV, vzorkový prúd 3,5 .10^{-8} A, priemer elektrónového lúča 3 μm, štandardy: $CaWO_4$ (W), $LiNbO_3$ (Nb), $LiTaO_3$ (Ta), TiO_2 (Ti), SnO_2 (Sn), chromit (Fe), Mn-willemit (Mn), MgO (Mg), wollastonit (Ca), albit (Na).
Microprote JEOL Superprobe JCXA 733 under following conditions: acceleration woltage 25 kV, sample current 3,5 , 10^{-8} A, diameter of electrone beam 3 μm, standards: $CaWO_4$ (W), $LiNbO_3$ (Nb), $LiTaO_3$ (Ta), TiO_2 (Ti), SnO_2 (Sn), chromite (Fe), Mn-willemite (Mn), MgO (Mg), wollastonite (Ca), albite (Na)l.

zloženia medzi Nb-Ta-rutilom a Nb-rutilom A až Nb-rutilom B (okrajové časti). V prípadoch s primárne nižšími koncentráciami Ta a Nb v centrálnych častiach a zrejme aj s relatívne homogénnym zložením pôvodnej fázy sa odmiešal maximálne rutil A a B, príp. prechodné Nb-rutily so zvýšeným obsahom Ta, pričom tieto procesy niekedy prebiehali v kombinácii s pravidelnou oscilačnou rastovou zonalitou (obr. 3b).

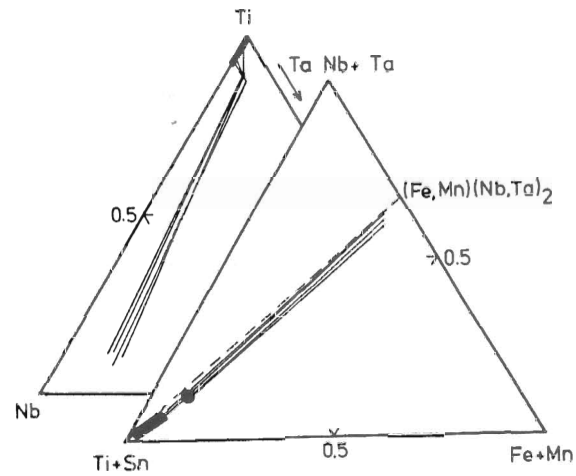
Diskusia

Prítomnosť akcesorického Nb-(Ta)-rutilu s odmiešaným Ti-ferokolumbitom - pseudoixiolitom rozptýleným priamo v leukokratných granitoch svedčí o výraznejšom geochemickom uplatnení sa vzácnoprvkovej Nb-Ta mineralizácie už v primárne magmatickom s. s., a nie pegmatitovom štádiu evolúcie granitoidnej magmy monazitovo-ilmenitovej série v Tríbeči. Skutočne, pri terénnom štúdiu v širšej oblasti Kovariec sa nijaký výskyt pegmatitových alebo aplitových žíl nezistil, hoci podobné deriváty sú bežné priamo v leukokratných granitoidoch monazitovo-ilmenitovej (bezmagnetitovej) série tatrika, príp. veporika (najmä bratislavský masív Malých Karpát, Považský Inovec, Žiar, Veľká Fatra a pod.). Navyše na základe petrologického štúdia tríbečských monazitovo-ilmenitových granitoidov sa ukazuje, že ich pôvodná magma obsahovala maximálne 0,5 % vody (Petrík, nepublikovaný materiál).

Zdá sa teda, že v našom prípade neboli vhodné podmienky na vznik granitových pegmatitov a zvýšená koncentrácia vzácnych prvkov v pokročilých diferenciátoch granitoidnej magmy sa pri nedostatočnej koncentrácii fluíd, najmä vody, ako aj pri slabej tvorbe primárnych puklín (príp. ďalších faktorov) prejavila v podobe rozptýlenej akcesorickej Ti-Nb-Ta mineralizácie. Naopak, obdobná diferenciácia leukokratných granitoidov monazitovo- ilmenitovej série v bratislavskom masíve a Považskom Inovci viedla pri dostatočnej koncentrácii vody, ako aj pri vhodnej časovej a priestorovej tvorbe primárnych puklín chladnutia k oddeleniu pegmatitovej taveniny obohatenej o fluidné zložky (H_2O, F) a vzácne prvky (Be, Nb, Ta). Preto v týchto regiónoch vystupuje veľké množstvo muskovitických pegmatitov, lokálne s berylom, kolum-



Obr. 4. Štvorcový diagram so zložením Ti-Nb-Ta fáz (molárne pomery). Koexistujúci Nb-Ta-rutil a Ti-ferokolumbit-pseudoixiolit (tenké úsečky), Nb-rutil A a B (hrubá čierna úsečka), prechodné fázy Nb-rutilu (plný krúžok - tab. 4 anal. 7, prázdny krúžok - tab. 4 anal. 8).
Fig. 4. Square diagram with composition of Ti-Nb-Ta phases (molar relations). Coexisting Nb-Ta-rutile and Ti-ferrocolumbite-pseudoixiolite (thin sections), Nb-rutile A and B (thick dark section), transition phases of Nb-rutile (full small circle - Tab. 4 anal. 7, empty small circle - Tab. 4 anal. 8).



Obr. 5. Trojuholníkové diagramy so zložením Ti-Nb-Ta fáz (molárne pomery). Vysvetlivky ako pri obr. 4, veľký plný krúžok - Nb-Ta-rutil.
Fig. 5. Triangle diagrams with composition of Ti-Nb-Ta phases (molar relations). Explanations see in Fig. 4, large full circle - Nb-Ta-rutile.

bitom - tantalitom (Moravany nad Váhom, Bratislava - Uher, 1991).

Študovaná mineralizácia nemá ani znaky vzácnoprvkových Sn-W-(Li-Nb-Ta) mineralizácií typických pre greizenizované alebo albitizované partie granitov. V porovnaní napr. s gemerickými granitmi, kde bola podobná mineralizácia opísaná (najmä Malachovský, 1983), leukogranit od Kovariec nemá znaky subsolidových premien tohto typu a takisto jeho chemické zloženie s nízkym obsahom Sn a B takejto genéze nezodpovedá (tab. 2).

Ako najlogickejší spôsob vzniku Ti-Nb-Ta mineralizácie v tríbečských leukogranitoch sa javí primárna magmatická kryštalizácia Nb-(Ta)-rutilu z relatívne vysokodiferencovanej granitovej magmy s nízkou koncentráciou mafických a kompatibilných prvkov, ako aj fluíd, najmä vody.

Záver

V pokročilých diferenciátoch monazitovo-ilmenitovej série v SZ časti Tríbeča v oblasti Kovariec sa v muskovitických leukogranitoch lokálne vyskytuje rozptýlená Ti-Nb-Ta mineralizácia viažuca sa na akcesorický Nb-(Ta)-rutil. Predpokladáme, že sa v niektorých prípadoch už primárne nehomogénna rutilová fáza v procese chladnutia horniny exsolučne rozpadla na štyri základné fázy: Nb-rutil A, Nb-rutil B, Nb-Ta-rutil a Ti-ferokolumbit -pseudoixiolit s viac-menej neusporiadanou štruktúrou a zvýšeným obsahom W a Sc. Okrem nich existujú prechodné Nb-rutilové fázy s vyšším obsahom Ta. Špecifická forma uplatnenia sa Nb a Ta priamo v granitoch súvisí s nepriaznivými podmienkami na generovanie pegmatitov - nositeľov vzácnoprvkovej mineralizácie, čo spôsobil najmä nedostatok vody v magme a azda aj slabá primárna puklinatosť intrúzie. Na druhej strane však leukogranity z Kovariec neboli postihnuté ani subsolidovými procesmi greizenizácie alebo albitizácie, s ktorými je geneticky spätá Sn-W-(Li-Nb-Ta) mineralizácia v granitoch gemerika.

Ide zrejme o primárne magmatickú Ti-Nb-Ta mineralizáciu spätú s relatívne vysokým stupňom frakcionácie granitoidnej magmy a nízkym obsahom mafických prvkov a vody.

Literatúra

Bížová, M. 1978: Chemizmus kassiteritových vrostlic z rudy v oblasti Spišsko-gemerského rudohoří. *Rudy (Praha), 26, 361 - 364.*

Broska, I., Bibikova, E. V., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Cambo, F. 1990: Zircon from granitoid rocks of the Tríbeč - Zobor crystalline complex: its typology, chemical and isotopic composition. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 393 - 406.*

Broska, I. & Gregor, T.: Allanite-magnetite and monazite-ilmenite granitoid series in the Tríbeč Mts. *In: J. Vozár (Ed.): Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. Spec. Vol. to the problems of*

the Paleozoic geodynamic domain. IGCP Project No. 276. GÚDŠ Bratislava, 25 - 36.

Černý, P., Paul, B. J., Hawthorne, F. C. & Chapman, R. 1981: A niobian rutile-disordered columbite intergrowth from Huron Claim pegmatite, southeastern Manitoba. *Canad. Mineralogist, 19, 541 - 548.*

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. Mineralogist, 71, 501 - 517.*

Černý, P. & Ercit, T. S. 1989: Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. *In: P. Moller, P.Černý, and F. Saupé (Eds.): Lanthanides, Tantalum and Niobium. Springer-Verlag (Berlin-Heidelberg), 27 - 79.*

Drnzíková, L., Mandáková, K., Drnzík, E. & Baran, J. 1975: Kritéria cínonosnosti a metalogenetickej špecializácie niektorých typov granitov Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 7, 53 - 59.*

Malachovský, P. 1983: Mineralogicko-paragenetické pomery Sn, vzácnoprvkovej a hydrotermálnej mineralizácie v Dlhej doline. *In: Záverečná správa SGR - vysokotermálna mineralizácia - Sn, W, Mo rudy. Manuškript - Geofond, 1 - 146.*

Nickel, E. H., Rowland, J. F. & McAdam, R. C. 1963: Ixiolite - a columbite substructure. *Amer. Mineralogist, 48, 961 - 979.*

Uher, P. 1991: The Be-Nb-Ta granitic pegmatites - a new type of rare-element mineralization in Western Carpathians. *Geol. Carpath., 42, 331 - 339.*

Varček, C. 1965: Príspevok k petrografii magmatických hornín okolia Rožňavy. *Sbor. geol. Vied. Západ. Karpaty, 3, 7 - 42.*

Vološin, A. V. & Pachomovskij, Ja. A. 1988: Mineralogija tantala i niobija v redkometaľnych pegmatitach. *Nauka (Leningrad), 1 - 242.*

Ti-Nb-Ta minerals in leucogranites of the Tríbeč Mts. (Western Carpathians)

Disseminated Ti-Nb-Ta mineralization bound on accessory Nb-(Ta)-rutile is present locally in muscovite leucogranites in progressed differenciates of monazite-ilmenite series in the Kovarce area in NW part of the Tríbeč Mts. (Tatricum, the Central Western Carpathians). Ti-Nb-Ta minerals are present in higher concentrations in leucocrate granites with 31.7 % of quartz, 33.7 % of plagioclase, 30.7 % of K-feldspar, 3.9 % of muscovite, with accessoric monazite and zircon with low S and L subtypes (Broska et al., 1990), with ratios K/Rb - 379, Rb/Cs - 51, Zr/Hf - 20 and contents of Ba 340 ppm, Sr 59 ppm, Ta 3.6 ppm, Be 14.5 ppm (Tab. 1, 2).

We assume that primarilly inhomogenous rutile phase of Tríbeč leucogranites differenciated exsolutionally in some cases in four basic phases: Nb-rutile A, Nb-rutile B, Nb-Ta-rutile and Ti-ferrocolumbite-pseudoixiolite with less or more disordered structure with higher content of W and Sc. Beside them, transition Nb-rutile phases with higher content of Ta are present. Specific form of the existence of Nb and Ta directly in granites is connected with unfavourable conditions for generation of pegmatites - bearers of rare - element mineralization, which was caused mainly by the lack of water in magma and probably by poor primary jointing of intrusion. On the other hand, leucogranites from Kovarce did not undergo by subsolidus processes of greisenization and albitization, by which Sn-W-(Li-Nb-Ta) mineralization in the Gemericum is connected. This is probably primary magmatic Ti-Nb-Ta mineralization connected with relatively high degree of fractionation of granitic magma with low content of mafic elements and water.

AKTIVITA SGS

Skládky odpadu a životné prostredie

Abstrakty prednášok prednesených 6.2.1992 na seminári v pobočke SGŠ v Bratislave

M. Hrašna: **Mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu**

V rokoch 1990-1991 spracovali na objednávku Slovenského geologického úradu bývalé tri závody š. p. IGHP Žilina s katedrou inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave mapy vhodnosti územia Slovenska na ukladanie odpadu v mierke 1:200 000. Majú slúžiť orgánom miestnej správy ako prvá orientácia o možnosti situovať skládky odpadu v okruhu ich pôsobnosti a súčasne ako jeden z podkladov na spracovanie podrobnejších máp, ktoré sa v mierke 1:50 000 budú zostavovať pre okresy. Z území vybratých na základe uvedených podkladov bude treba zostaviť aj podrobné mapy veľkej mierky.

V súčasnosti sa pripravujú mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu v mierke 1:10 000 pre Žilinu (INGEO) a Košice (Geokonzult). Bratislava takúto mapu v mierke 1:25 000 má od roku 1990 (IGHP). Okrem toho sa v rámci projektu Zostavovanie máp geofaktorov životného prostredia, koordinovaného GÚDŠ, pre vybrané oblasti územia Slovenska spracúvajú mapy v mierke 1:50 000.

V mapách sa okrem legislatívne chránených území (chránené územia prírody, ložísk, podzemných vôd, lesov a pôdy) zobrazujú územia s významnými geodynamickými javmi (zosuvy, krasové javy, prejavy poddolovania, zlomy a i.) a územia s možnosťou znečistenia podzemných vôd. Najmä pri hodnotení posledného faktora sa však pri zostavovaní máp prejavuje metodická nejednotnosť.

Z hľadiska ohrozenia podzemných vôd možno v horninovom prostredí rozlíšiť v zásade dva typy štruktúr. V štruktúrach, kde sú pri povrchu územia nepriepustné horniny (izolátory), sa stupeň ohrozenia posudzuje v mapách podľa priepustnosti a

hrúbky izolátora a podľa stupňa transmisivity podložného kolektora. Pri obrátených štruktúrach (kde je kolektor pri povrchu územia) sa zvyčajne vychádza len zo stupňa transmisivity zvodnených hornín. Vzhľadom na posúdenie možností ochrany podzemných vôd však aj tu treba uvádzať ako hrúbku priepustných hornín, tak aj hrúbku a kvalitu podložného izolátora. Tá sa má pri obidvoch typoch štruktúr posudzovať nielen z hľadiska prepustnosti, ale aj z hľadiska sorpčných vlastností voči rozličným polutantom, čím sa potrebná hrúbka izolátora i náklady na zriadenie úložiska môžu podstatne znížiť. V mapách veľkých a sčasti aj stredných mierok treba preto prihliadať aj na takéto fakty, a tak už v prvých štádiách výberu lokalít na ukladanie odpadu prispieť k ich optimálnemu situovaniu.

M. Kováčiková: **Skládky na Žitnom ostrove a ich vplyv na životné prostredie**

Doterajší prístup k zriaďovaniu skládok je chaotický a neorganizovaný. Mnohé zo skládok sú už "zrekultivované", zavezené a využívajú sa ako poľnohospodárska pôda, stavebné pozemky, ihriská, parky a pod. Na poznanie stavu na území CHKO Žitný ostrov v rokoch 1989-91 prebiehala registrácia skládok, ktorá je východiskom pri hodnotení vplyvu skládok na životné prostredie.

Samotnej práci v teréne predchádza veľmi dôležitá etapa - určenie miest skládok odpadu, a to súčasných aj zavezených. Prioritné je štúdium topografického podkladu. Veľmi vhodné sú mapy mierky 1:10 000, v ktorých sú dostatočne presne znázornené terénne depresie prírodného aj umelého charakteru - miesta častého ukladania odpadu. Nevyhnutná je konfrontácia starších a novších topografických podkladov na určenie zrekultivovaných lokalít. Užitočným podkladom sú letecké meračské snímky, ktoré umožňujú zistiť skládky s veľmi veľkou presnosťou. Rad informácií o skládkach a ich parametroch možno získať od obecných úradov, obyvateľov, štatistických úradov, podnikov a pod. Práca v teréne spočíva v čo najúplnejšej charakteristike skládky do záznamového listu a mapového podkladu.

Osobitný typ úlohy, ktorý logicky nasleduje po registrácii, je hodnotenie skládok z hľadiska vplyvu na životné prostredie. Pri hodnotení sa prihliada na parametre prostredia a skládky. Na úrovni mierky 1:50 000 bola rozhodujúca priepustnosť prostredia, hladina podzemnej vody a jej vzťah k skládke, charakter odpadu - jeho zloženie a objem.

Podľa uvedených kritérií sa skládky rozdelili do troch kategórií - prvá predstavovala skládky bez vplyvu, resp. so zanedbateľným vplyvom na životné prostredie, druhá skládky potenciálne nebezpečné pre prostredie a tretia skládky nebezpečné pre životné prostredie.

V. Letko: **Problémy ukladania odpadu z úpravne rúd**

Osobitným druhom odpadu je flotačný kal vznikajúci pri úprave rudy, ktorý sa vo forme hydrozmesí ukladá na odkaliskách. Na príklade odkalísk z RB Dúbrava a RB Pezinok uvádzame niektoré poznatky o možnosti znečistenia okolitého geologického prostredia aplikovateľné aj na iné odkaliská podobného charakteru.

V pevnej fáze odpadového materiálu býva vysoký obsah radu kovov (As, Sb, Mn, B viac ako 1000 mg.kg^{-1}, Zn, Ni, Zr, Cr, V, Sr, Sc viac ako 100 mg.kg^{-1}, menšie hodnoty dosahuje Pb, Sn, Cu, Mo, Bi, Ag). Podobný obsah kovov sa zistil aj v zemine v okolí odkalísk. V tekutej fáze odpadu sa vyskytuje najmä Sb, (2-11 mg.l^{-1}), z ďalších kovov aj As, Cu, Zn, Ni, Fe, Cd, Mn. Kovy sa zistili aj v drenážnych, podzemných aj povrchových vodách, ale celkový obsah kovov v povrchových vodách (po zmiešaní s odpadovou vodou) neprekračuje prípustné znečistenie povrchových vôd podľa nariadenia vlády SR č. 30/75 Zb.

Jedným z možných opatrení na zamedzenie šírenia sa znečistenia je filtrácia odpadovej vody cez čistiaci bazén vytvorený z gelotvorného materiálu (pozri napr. Mineralia slovaca, 23, 1991, s. 255 - 262). Na návrh rozmerov a životnosti sorpčných membrán tohto bazéna sú potrebné niektoré migračné parametre (najmä efektívna pórovitosť materiálu, pomerná pórovitosť priepustných kanálikov, disperzia sorpcie, sorpčná kapacita), ktoré zisťujeme laboratórnymi skúškami na vzorkách miestneho materiálu v spolupráci s laboratóriom ochrany geologického prostredia Moskovskej univerzity. Podľa doterajších výsledkov sa sorpčná kapacita bariér pohybuje (v závislosti od koncentrácie jednotlivých prvkov) od 4 do 50 mg.cm^{-3} a má čistiacu schopnosť počas niekoľko rokov.

I. Vojtaško: **Podmienky na ukladanie odpadu na území Bratislavy**

Špeciálna inžinierskogeologická mapa 1:25 000 na výber lokalít skládok tuhého kovového odpadu, ktorú v rokoch 1987 - 1990 pre SGÚ spracoval IGHP, š. p., Bratislava (Vojtaško et al., 1991), je prvým systematickým zhodnotením geologických a vybraných abiotických a biotických zložiek životného prostredia (zahŕňajúcich legislatívne chránené územia) v oblasti Bratislavy na tento účel. Oblasť mapy (10 listov) s celkovou plochou 785 km^2 okrem katastrálneho územia mesta zahŕňa aj značnú časť rozlohy okresu Bratislava-vidiek. Autor mapy na dosiahnutie čo najúčinnejšieho transferu informácií, ale najmä s ohľadom na modality rozhodovacieho procesu vyžadujúce flexibilný informačný systém (doplňanie, aktualizácia a hierarchizácia informácií, voliteľné algoritmy hodnotenia a flexibilita grafických výstupov) okrem štandardného kartografického spracovania, t. j. sady špeciálnych máp hodnotenia (fixný výstup), zvolil formu interaktívneho databázového systému. 2 až 16 hodnotových kategórií kartograficky definovaných pri každej z 12 vybraných zložiek životného prostredia (ŽP) tvorí informačnú databázu využiteľnú cez softverový prostriedok GeoVal 25, ktorý ako aplikačnú nadstavbu systému SMALLTALK/V286 firmy DIGITALK podľa požiadaviek autora úlohy vyvinula firma Art-in-Apples. Systém je inštalovaný a prevádzkovaný v Geofonde Bratislava.

Okrem výsledkov tejto úlohy - máp vyjadrujúcich špeciálnu (účelovú) klasifikáciu územia podľa vybraných kritérií so znázornením výskytu geopotenciálov a geobariér z hľadiska zriaďovania skládok - autor na požiadanie IDOSu roku 1990 spracoval porovnávaciu štúdiu 10 alternatívnych lokalít z toho istého územia. Pomocou matice interakcie a lineárnej vektorovej analýzy bola zhodnotená relatívna vhodnosť lokalít (celkový vplyv na životné prostredie) na základe posúdenia subjektívne priradených zložkových hodnôt a dôležitosti kritéria 38 vybraných zložiek.

Mineralia slovaca, 24, (1992), 279 - 283

Skarnoidy v oblasti Jasenia-Kyslej (Nízke Tatry)

PAVEL PITOŇÁK a JÁN SPIŠIAK
Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 10. 2. 1992, revidovaná verzia doručená 10. 3. 1992)

Skarnoides in the Jasenie-Kyslá area (the Low Tatras)

Meter size lenses of amphibole-garnet rocks with hedenbergite occurs rarely in migmatites of the Ďumbier zone in the Low Tatras, in the Jasenie-Kyslá area. Amphibole is present in form of older ferro-hornblende and younger ferro-actinolite. Garnet is of almandine-grossularite type. Scheelite and sulphides are relatively abundant in the rock. These rocks originated by metamorphosis of calcareous - silica sediments with probable admixture of basic volcanoclastics under conditions of amhibolite facies. Sulphidic and scheelite mineralization is epigenetic, hydrothermal.

Úvod

Študované horniny spravidla tvoria dm x m šošovky v stromatitických migmatitoch v zóne Špíglovej v oblasti Jasenia-Kyslej v ďumbierskej zóne Nízkych Tatier. Typickým výskytom je štôlňa Š-4, SP-1, P-8, 25 na SZ od meračského bodu 70. Teplota metamorfózy okolitých hornín sa odhaduje na 550 - 650 °C pri tlaku cca 500 MPa (Spišiak a Pitoňák, 1990).

Skarnoidy sú makroskopicky všesmerné, veľmi nehomogénne a hrubozrnné horniny. Farba ich častí závisí od minerálneho zloženia: prevláda červenohnedá a zelená. Hornina obsahuje epigenetické žilky karbonátu, kremeňa aj impregnácie sulfidov. Štruktúra horniny je granoblastická, kataklastická.

Mineralógia

Minerálna zloženie hornín možno stručne zhrnúť takto:

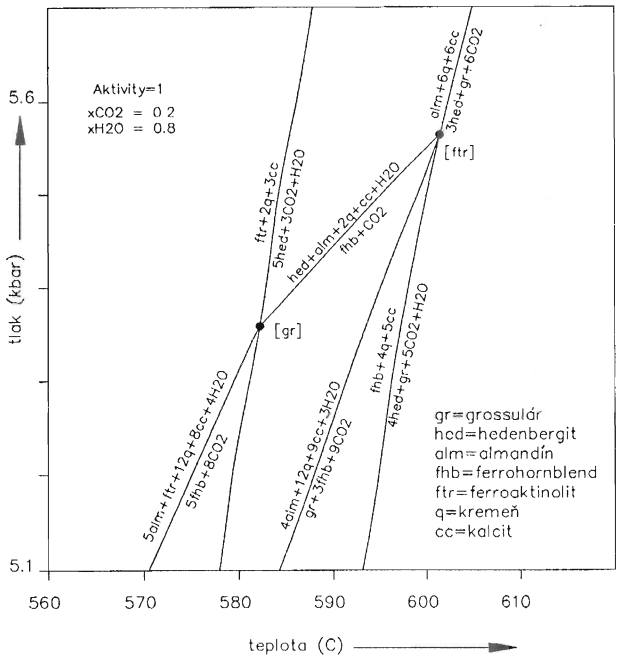
1. Najstaršie a najhojnejšie minerály: kremeň, grossulár, almandín, hedenbergit, železnatý aktinolit a hornblend, kalcit.
2. Mladšie a akcesorické minerály: chlorit, epidot, titanit, allanit.
3. Najmladšie hydrotermálne minerály: chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit, scheelit, kremeň a kalcit.

Priemerné chemické analýzy hlavných horninotvorných minerálov uvádzame spolu so základnými prepočtami v tab. 1. Originálne analýzy sú k dispozícii u autorov.

Kremeň je najhojnejším minerálom v hornine. Tvorí xenomorfné, silne undulózne, deformované a rekryštalizované zrná. Jeho distribúcia je nerovnomerná. Zväčša je primárny; len malá časť sa nachádza v jednoznačne epigenetickej pozícii.

Granát je aj vo výbruse pomerne intenzívne sfarbený, hypidiomorfný, poikilitický, silne kataklázovaný. Jeho veľkosť je variabilná, prevažne pod 10 mm. Premeny sú pomerne slabé, prevláda chloritizácia. Jeho zastúpenie kolíše a môže predstavovať až 50 obj. % horniny. Zonalitu v mikroskope nemožno pozorovať, avšak pomocou RTG mikroanalyzátora sa podarilo odlíšiť dva typy granátu: na veľké, pomerne homogénne zrná staršieho granátu sa "nalepujú" drobné zrnká mladšieho granátu, ktorý obsahuje vyšší podiel almandínovej a pyropovej zložky a nižší podiel grossulárovej a spessartínovej (tab. 1).

Hedenbergit je pomerne zriedkavý minerál (v priemere cca 2 % horniny). Tvorí drobné zrnká do 1 mm a je slabo sfarbený. Jeho výskyt je obmedzený výhradne na kremeňové domény, teda sa nenachádza v kontakte s granátom. Len zriedkavo možno pozorovať jeho zatláčanie železnatým hornblendom v týchto doménach. Je zrejmé, že hedenbergit sa zachováva len vďaka izolácii od ostatných minerálov horniny kremeňom a samotná hornina je v súčasnosti mimo poľa jeho stability. Podobne ako pri granáte je hedenbergit opticky homogénny, avšak pomocou mikroanalyzátora sa v pyroxéne podarilo zistiť dve fázy, pričom obidve patria hedenbergitu a



Obr. 1. Teoretické fázové vzťahy v študovaných horninách.
Fig. 1. Theoretical phase relations in investigated rocks.

obidve sa vyskytujú aj v rámci jediného zrna. "Tmavá" časť je bohatšia na diopsidovú zložku (tab. 1), avšak vekové vzťahy nie sú jednoznačné, preto sa týmto fenoménom ďalej nezaoberáme.

Karbonát je prakticky z čistého kalcitu. Je zrejmé, že časť kalcitu je epigenetická, avšak predpokladáme, že časť je primárna. Je nerovnomerne distribuovaný, zväčša je difúzne rozptýlený prakticky vo všetkých mineráloch, resp. interstíciách. Výskyt v žilkách nie je typický. Jeho zastúpenie kolíše cca od 5 do 15 %.

Železnatý hornblend je veľmi intenzívne pleochroický a dodáva svojim doménam charakteristické zelené sfarbenie. Tvorí stĺpčeky dlhé do 1 mm. Po granáte je druhým najčastejším mafickým minerálom: jeho zastúpenie sa pohybuje od cca 5 do 20 %. Vzniká dokázateľne na úkor granátu a pravdepodobne aj hedenbergitu. Samotný železnatý hornblend je v malej miere zatláčaný *železnatým aktinolitom*, ktorý tvorí slabo sfarbené lemy okolo hornblendu. Jeho zastúpenie je podradné.

Titanit tvorí pomerne hojné (cca 2 %) drobné idioblastické zrnká rovnomerne rozptýlené v hornine. Jeho vekové zaradenie je neisté.

Epidot spolu s *chloritom* považujeme za najmladšie silikátové minerály horniny. Obidva sa zreteľne viažu na najporušenejšie partie a vznikajú hlavne na úkor hornblendu a granátu. Ich zastúpenie je podradné.

Najmladšími minerálmi sú okrem mladého kremeňa a kalcitu hydrotermálne rudné minerály: *scheelit, chalkopyrit, pyrit* a *arzenopyrit.*

Termodynamické podmienky vzniku hornín

Na základe známych termometrov a barometrov ako aj vzhľadom na komplexnú genézu horniny nemožno objektívne diskutovať o absolútnej termobarometrii študovaných hornín.

Na obr. 1 je zjednodušený teoretický fázový diagram študovaných hornín. Použili sme v ňom termodynamické parametre minerálov z databázy Hollanda a Powella (1990). Aktivity minerálov sme zjednodušene pokladali za jednotkové, mólový zlomok CO_2 za 0.2 a H_2O za 0.8. Okrem fluida sme predpokladali, že v prevahe bol aj kalcit a kremeň. Je teda zrejmé, že napriek reálnym hodnotám tlaku a teploty jednotlivých reakcií a invariantných bodov na obrázku ich nemožno považovať za dokázané.

Železnatý tremolit je stabilný v nízkotermálnej časti diagramu a je obmedzený degenerovanou reakciou

$$ftr + 2q + 3cc \longleftrightarrow 5hed + 3CO_2 + H_2O \text{ [fhb, alm]} \quad (1)$$

a najmä reakciou

$$5alm + ftr + 12q + 8cc + 4H_2O \longleftrightarrow 5fhb + 8CO_2 \text{ [hed]} \quad (2)$$

Naopak grossulár je stabilný vo vysokoteplotnej časti diagramu a jeho stabilita je obmedzená reakciami

$$alm + 6q + 6cc \longleftrightarrow 3hed + gr + 6CO_2 \text{ [fhb]} \quad (3)$$

$$fhb + 4q + 5cc \longleftrightarrow 4hed + gr + 5CO_2 + H_2O \text{ [alm]} \quad (4)$$

príp. za prítomnosti železnatého hornblendu reaciou

$$4alm + 12q + 9cc + 3H_2O \longleftrightarrow gr + 3fhb + 9CO_2 \text{ [hed]} \quad (5)$$

Reakcie 2 a 4 vymedzujú spolu s reakciou

$$hed + alm + 2q + cc + H_2O \longleftrightarrow fhb + CO_2 \text{ [gr]} \quad (6)$$

pole stability železnatého hornblendu.

Z porovnania mikroskopicky pozorovaných premien minerálov a teoretického rozboru zjednodušených fázových vzťahov predpokladáme nasledujúci metamorfný vývoj študovaných hornín: reliktom najvyššie termálnej asociácie je hedenbergit a grossulár. Priebeh reakcií na prográdnej vetve metamorfózy sa nedá na základe mikroskopického po-

TAB. 1

Chemické analýzy hlavných horninových minerálov (prepočet hornblendu na 13 katiónov bez Ca, Na a K)
Chemical analyses of main rock forming mineral (Re-calculation of hornblende on 13 cations without Ca, Na and K)

J-172	Hedenbergit				Granát				Hornblend		Aktinolit		Epidot
Poznámka	"Svetlá" časť		"Tmavá" časť		Staršia		Mladšia						
Počet an.	3		3		7		7		10		4		1
	priem.	s.od.	priem.	s.od.	priem.	s.od.	priem.	s.od.	priem.	s.od.	priem.	s.od.	
SiO_2	49,39	0,23	50,05	0,27	38,13	0,37	37,59	0,26	44,06	0,84	52,40	0,80	36,54
TiO_2	0,02	0,00	0,02	0,02	0,12	0,04	0,17	0,04	0,49	0,11	0,03	0,02	
Al_2O_3	0,36	0,04	0,44	0,07	20,83	0,41	21,20	0,29	10,03	0,80	0,80	0,24	26,38
FeO_t	19,96	0,09	16,99	0,38	12,33	0,94	18,27	1,28	23,40	0,77	20,56	2,97	8,73
MnO	1,93	0,06	1,84	0,09	6,88	0,94	6,17	0,53	0,41	0,16	0,84	0,22	0,04
MgO	4,38	0,08	6,24	0,67	0,15	0,03	0,46	0,13	5,64	0,74	9,71	2,15	0,03
CaO	22,04	0,08	22,78	0,25	21,52	0,66	16,16	1,34	11,47	0,29	12,33	0,38	24,46
Na_2O	0,08	0,02	0,09	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	1,03	0,13	0,12	0,05	0,01
K_2O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,29	0,08	0,04	0,02	0,01
Kryštalochemické vzorce													
Si	2,01		2,00		3,00		2,98		6,77		7,93		2,98
Ti	0,00		0,00		0,01		0,01		0,06		0,00		0,01
Al^{IV}	0,00		0,00		1,93		1,98		1,23		0,07		0,02
Al^{VI}	0,01		0,01		0,00		0,00		0,59		0,07		2,51
Fe^{3+}	0,00		0,00		0,00		0,00		0,38		0,00		0,48
Fe^{2+}	0,68		0,57		0,81		1,21		2,62		2,60		0,11
Mn	0,07		0,06		0,46		0,41		0,05		0,11		0,00
Mg	0,27		0,37		0,02		0,05		1,29		2,19		2,13
Ca	0,96		0,97		1,81		1,37		1,89		2,00		0,00
Na	0,01		0,01		0,00		0,00		0,30		0,03		0,00
K	0,00		0,00		0,00		0,00		0,06		0,01		0,00
Metóda	4 katióny		4 katióny		12 O		12 O		13 katiónov		Fe ako FeO		12,5 O

zorovania dešifrovať. Na retrográdnej vetve nastáva reakcia hedenbergitu a grossuláru za vzniku železnatého hornblendu (reakcia 4) a následná reakcia prebytkového grossuláru s hornblendom (reakcia 5) za vzniku almandínu. Hedenbergit sa zachováva len ako zrnká v kremeni, kde bol izolovaný od grossuláru. Pretože sa hedenbergit zachováva len na kontakte s amfibolom a nikdy s granátom, je zrejmé, že retrográdna vetva metamorfózy prebiehala pod obidvoma invariantnými bodmi [gr] a [ftr]. Podobne samotná prítomnosť hornblendu v asociácii svedčí o tom, že PT trend retrográdnej vetvy prebiehal v nižšietlakových podmienkach pod reakciou 6. Reakciou grossuláru s hornblendom za vzniku almandínu možno vysvetliť zistené vzťahy medzi starším grossulárom bohatším na granát, a naň "nalepovanými" mladšími zrnkami granátu bohatého na almandín. Pretože sa zachoval dostatok ako hornblendu, tak aj granátu bohatého na grossulár, možno predpokladať, že pokles teploty bol rýchlejší, ako bolo treba na dosiahnutie rovnováhy. Poslednou etapou, ktorú možno sledovať na diagrame na obr.1, je vznik aktinolitových lemov okolo hornblendu podľa reakcie 2. Hydrotermálne procesy spôsobili vznik scheelitu a sulfidov. Túto najmladšiu mineralizáciu teda v nijakom prípade nemožno dávať do súvislosti s procesmi hypotetickej skarnizácie, a tobôž takýto proces mineralizácie extrapolovať na celé ložisko.

Protolit a genéza horniny

Genézu študovaných hornín možno principiálne vysvetliť dvoma procesmi: alebo ide o metasomatit, alebo o metamorfit špecifického zloženia, pričom migrácia prvkov nehrala pri formovaní minerálneho zloženia hlavnú úlohu. Proti typickej metasomatickej genéze svedčia niektoré nepriame dôkazy: neprítomnosť metasomatickej zonality telies, minimálne rozmery a zastúpenie šošoviek študovaných hornín v oblasti Jasenia-Kyslej.

V prospech metamorfnej genézy naopak svedčí prítomnosť vápenato-silikátových hornín v tejto oblasti, napr. známe pyroxenické (diopsidické) ruly zo Šifrovej (Koutek, 1931), erlány z dolín Viržing a Slivková (Krist et al., 1988), ktoré možno analogizovať so študovanými skarnoidmi a o ktorých metamorfnej genéze netreba pochybovať. Nie menej významným dôkazom v prospech druhej možnosti je úspešná interpretácia pozorovaných vzťahov medzi minerálmi na základe metamorfných reakcií. Študované horniny teda považujeme za metamorfit vápenato-silikátového sedimentu. Zvýšený obsah niektorých femických prvkov (napr. Fe a Ti, ktorý sa prejavuje v minerálnom zložení) oproti dávnejšie známym vápenato-silikátovým metamorfitom vysvetľujeme prímesou bázického vulkanoklastického materiálu v protolite.

Poznámka k názvoslovíu

V prvej etape výskumu sa na základe makroskopického a základného mikroskopického výskumu študované horniny označovali názvom skarn. Ďalší výskum ukázal, že granát andraditovú zložku prakticky neobsahuje, že opakové minerály sú výhradne sulfidy, magnetit teda chýba, a že zastúpenie hedenbergitu je pomerne nízke. Používanie tohto pomerne dobre definovaného názvu by teda mohlo viesť k nedorozumeniam. Preto odporúčame ďalej používať názov amfibolicko-granatická rula (bridlica) s hedenbergitom. Pritom postfix "s hedenbergitom" je kľúčový na odlíšenie týchto hornín od granatických amfibolitov na jednej a ostatných vápenato-silikátových metamorfitov s diopsidom na druhej strane. Pri práci v teréne možno naďalej používať názov skarnoid, ktorý dobre vystihuje typický skarnový vzhľad hornín a prakticky nemôže viesť k zámene.

Záver

Študované horniny sú produktom metamorfózy vápenato-silikátových sedimentov s pravdepodobnou prímesou bázického vulkanoklastického materiálu v podmienkach amfibolitovej fácie. Aj keď, prirodzene, nemožno vylúčiť metasomatickú výmenu prvkov hornín s okolím, analýza fázových vzťahov dokumentuje, že sa minerálne zloženie dá vysvetliť metamorfnými reakciami bez významných metasomatických procesov. V hornine je zaznamenaná len história retrográdnej vetvy metamorfózy. Scheelitová a sulfidická mineralizácia týchto hornín je najmladšia, a preto ju v nijakom prípade nemožno spájať so skarnovými procesmi. Študované horniny odporúčame ďalej označovať názvom amfibolicko-granatická rula s hedenbergitom, príp. skarnoid.

Literatúra

Holland, T. & Powell, R. 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainities and correlations: the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. *Metamorphic Geol., 8, 89 - 124.*

Koutek, J. 1931: Geologické studie na severo-západě Nízkých Tater. *Sbor. stát. geol. úst., 1930, 9, 413 - 527.*

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.* Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1990: The Nízke Tatry Mts. crystalline complex - new facts and interpretation (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 377 - 392.*

Skarnoides in the Jasenie - Kyslá area (the Low Tatras)

Investigated skarnoides form dm x m lenses in stromatite migmatites in the Špiglová zone in the Jasenie - Kyslá area. The temperature of metamorphosis of surrounding rocks is estimated at 550 - 650 °C at the pressure of 500 MPa (Spišiak and Pitoňák, 1990).

Skarnoides are macroscopically confining, very inhomogenous, coarse grained. Colour of their individual parts depends on mineral composition. Epigenetic veinlets from carbonates, quartz with impregnation of sulphides are in these rocks. Rock texture is granoblastic, kataclastic. Mineral composition of rocks is as follows:

1. The oldest and most abundant minerals: quartz, grossularite, almandine, hedenbergite, ferrous actinolite and hornblende, calcite.

2. Younger and accessory minerals: chlorite, epidote, titanite, allanite.

3. The youngest hydrothermal minerals: chalcopyrite, pyrite, arsenopyrite, scheelite, quartz and calcite.

The content of garnet can be up to 50 vol. % of rock. Two types of garnet have been distinguished using X-ray microprobe: large, relatively homogenous grains of older garnet "stick" on small grains of younger garnet, which contains more almandine and pyrope component and less grossularite and spessartite component. The content of hedenbergite is ca 2 %. Its occurence is limited only on quartz domains. Its replacement by ferrous hornblende can be observed in these domains only rarely. It is obvious that hedenbergite is preserved only for its isolation from other minerals of the rock and rock existed outside the field of its stability. Similarly as at garnet, two phases have been ascertained in pyroxene, using X-ray microprobe, both these phases belong to hedenbergite. Hornblende is the second most abundant mafic mineral. It originates on the account of garnet and probably of hedenbergite. Ferrous hedenbergite allone is in a small extent replaced by ferro-actinolite, which forms weakly coloured skirts around hornblende. Its abundance is small. Epidote together with chlorite we regard as the

youngest silicate minerals of this rock. Both are distinctly bound on the most disturbed zones and originate mainly on the account of hornblende and garnet. Their abundance is negligible.

On the basis of known thermometers and barometers as well as regarding the complex genesis of rock, it is not possible to discuss objectively absolute thermobarometry of investigated rocks. Fig. 1 shows oversimplified theoretical phase diagram of investigated rocks calculated on the basis of thermodynamic parameters of minerals from the database by Holland and Powell (1990). We assume, on the basis of comparison of microscopically observed alterations of minerals and theoretical analysis of phase relations that the metamorphic development of investigated rocks was as follows: hedenbergite and grossularite are relics of the highest thermal assemblage. Reaction between hedenbergite and grossularite takes place on retrograde branch with the origin of ferro-hornblende and then reaction of excessive grossularite with hornblende with the origin of almandine occur. Hedenbergite is preserved as isolated small grains in quartz. Because hedenbergite is preserved only on the contacts with amphibole and never on the contacts with garnet, it is obvious that the retrograde branch of metamorphosis took place under both invariant points [gr] and [ftr]. Similarly, the presence of hornblende in this assemblage witnesses that P-T trend of the retrograde branch took place under lower pressure conditions, below the reaction 6. The origin of actinolite rims around hornblende according to the reaction 2 is the last stage, which can be followed in Fig. 1. Hydrothermal processes caused the origin of scheelite and sulphides. This youngest mineralization cannot be connected in any case with processes of hypothetical skarnization and such proces of mineralization cannot be extrapolated on the whole deposit.

We regard investigated rocks as metamorphite of calcareous - silica sediments. The increased contents of some femic elements is explained by the admixture of basic volcanoclastic material in protolite. We suggest to use the name amphibole-garnet gneiss with hedenbergite for these rocks.

AKTIVITA SGS

Štruktúrny seminár

Seminár usporiadali vedúci projektu Predalpínska stavba Západných Karpát (grant 02/20) a Paleozoikum tetýdnej oblasti (projekt IGCP č. 276) v spolupráci s ústredným výborom Slovenskej geologickej spoločnosti 28. - 29. apríla 1992 v terénnej základni GÚDŠ v Liptovskom Jáne.

V úvodnom vstupe doc. Jacko zrekapituloval ciele grantového projektu 02/20, metodiku a varianty financovania prác, formu a časové horizonty výstupov. Dr. Grecula predložil alternatívy finálneho výstupu projektu IGCP č. 276 za západokarpatskú pracovnú skupinu a otázku usporiadania metalogenetickej konferencie roku 1994, ktorá by mala sumarizovať zásadné výsledky a metodologicky komplexný prístup našej geológie k riešeniu tejto problematiky. Na exkurzii do Západných Tatier sa demonštrovali dôvody a princípy nového členenia kryštalinika Vysokých Tatier.

Z odborných prednášok prinášame stručné abstrakty.

S. Jacko, T. Sasvári, M. Zacharov a P. Bláha:
Metodika a predbežné výsledky analýzy predalpínskej vrásovej stavby kryštalinika Malej Fatry

Stavba sa testovala na klasickom profile metamorfitov Mlynského potoka na Z od Martina. Otázka odlišovania predalpínskych vrás sa riešila dvoma prístupmi, a to výberom úsekov profilu rokle, v ktorých alpínske deformácie nebolí zastúpené, resp. sa dali spoľahlivo odlíšiť, a kontrolou typu synkinematických paragenéz minerálov vo vrásnených štruktúrach. Prítomnosť naloženej rotácie segmentov kryštalinika vyplynula z anomálnej pozície príslušného súboru dát vzhľadom na trend analogických dát v príslušných odkryvoch, resp. na trend makrostavby predmetného štruktúrneho prvku.

V profile metamorfitov Mlynského potoka boli odlíšené predalpínske ($^{H}F_1$) vrásové štruktúry, alpínske ($^{A}F_1$) vrásové štruktúry a alpínske strižné zóny. $^{H}F_1$ nepenetratívne, ale systematicky prítomné vrásy majú cm - dm aj m rád, "root less intrafolial" charakter a vrásnia kontrastnú litostratifikáciu metamorfitov aj ložné polohy leukozómu ich migmatitizovaných ekvivalentov. Vznikali v duktilnom prostredí. Ide o silne stlačené až izoklinálne podobné vrásy s prevažne mimetickou blastézou paragenéz rúl aj amfibolitov na plochách foliácie metamorfitov. Sú typické strmým (63 až 81°) sklonom a značnou SZ-SV azimutálnou disperziou vrásových osí. Ich osové roviny si veľmi blízke generálnej pozícii bridličnatosti metamorfitov a zároveň pozícii SZ ramena vrásových štruktúr. Majú smer SV-JZ a strmý (65 až 80°) sklon na JZ.

Lokálne $^{A}F_1$ vrásy majú cm - dm rád, charakter ohybových miernych až otvorených vrás so 75 až 170° dihedrálnym uhlom. V ich zámkových úsekoch je ojedinele prítomná krehkoduktilná lineácia vytiahnutia biotitu, kremeňa a živcov subparalelná s osami vrás. Osi $^{A}F_1$ vrás majú stabilne SZ smer, mierny (12 až 45°) sklon. Osové roviny majú buď stredný sklon na SZ, resp. stredný až strmý sklon na J-JZ.

Alpínske strižné zóny sa predmostne vyvíjajú na plochách foliácie metamorfitov, resp. v ab pásme symetrológie $^{H}F_1$ vrás. Ich frekvencia a mocnosť narastá smerom k východnému okraju vrchov. Majú charakter krehkých strižných zón s typomorfnými minerálmi sericit, chlorit ± kremeň a pomanovým, šikmo sinistrálnym typom pohybu.

T. S a s v á r i: **Predbežné výsledky analýzy štruktúrnej stavby v oblasti volfrámového rudného poľa Jasenie-Kyslá v Nízkych Tatrách**

Štruktúrnym výskumom sme zistili, že pásmo Špíglovej predstavuje viacnásobne reaktivizovanú strižnú zónu veľmi starého, asi kadómskeho založenia. Protolit metamorfitov tejto oblasti vznikol podľa všetkého ešte v prekambriu (D_0) a svoju kryštalizačnú bridličnatosť S_1 získal v kadómskej fáze alebo v priebehu niektorej z kaledónskych fáz (D_1). Vo vrchnom karbóne vznikali granity pásma Latiborskej hole a nebulit Zámostskej hole, v ktorom sú zachované pohltené restity stromatitických migmatitov, dokladajúce vysokú tektonizáciu pri predpokladanom strižnom režime oblasti. Pre hiát medzi migmatitizáciou a granitizáciou sú charakteristické štruktúry krehkej deformácie strižnej zóny, neskôr obsadzované nielen granitom, pegmatitom a aplitom, ale následne aj kremeňom a scheelitom (D_2). Alpínska epocha priniesla zblíženie pásma Špíglovej s pásmom Struhára (D_3) v sprievode štruktúr krehkej deformácie s následnou viacetapovou a heterogénnou mineralizáciou, v ktorej vystupuje druhá scheelitová mineralizácia previazaná s asociáciami patriacimi k sideritovej formácii.

V. B e z á k: **Neoalpínske zlomové systémy veporika**

Neoalpínske zlomové systémy vo veporiku majú väčšinou strmý sklon a smer SV - JZ, SSV - JJZ, SZ - JV. Vyvíjali sa v priamej nadväznosti na paleoalpínske kriedové štádium, v ktorom prebiehala severovergentná kompresia. Porušujú paleoalpínsku aj hercýnsku príkrovovú stavbu. V prvom štádiu pri nich dominoval transpresný režim, ktorý sa prejavil horizontálnymi posunmi na zlomoch SV smeru (muránsky, divínsky, pohorelský, zdychavský a ďalšie) a SSV smeru (napr. poltársky). Niekedy sa pritom využívali prešmykové zóny zo záveru paleoalpínskeho štádia. Je tiež pravdepodobné, že pri zakladaní niektorých mladých zlomov zohrali rolu aj zdedené inhomogenity hercýnskej stavby.

Začiatok fungovania horizontálnych posunov už koncom kriedy signalizuje súčasný rast sericitu a chloritu na zlomových plochách (vývoj tektonických štruktúr po kriede už prebiehal bez metamorfózy). Posuny (vysúvanie blokov na SV) zrejme pokračovali počas paleogénu (zmeny paleoprúdových systémov), ale pravdepodobne aj v neogéne, keď sa kombinovali s transtenzným (v závere až extenzným) režimom, ako aj so vznikom neogénnych panví, príp. zaklesávaním blokov (kde je zachované mezozoikum) a s vulkanizmom. V tomto najmladšom procese hrali hlavnú rolu zlomy smeru SZ - JV (typu málineckého, tisoveckého a p.).

D. P l a š i e n k a a J. H ó k: **Genetické aspekty a kinematický význam tulcových vrás**

Tulcové vrásy (sheath folds) sú silne noncylindrické, často izoklinálne vrásy vznikajúce v duktilnom horninovom prostredí pri vysokých hodnotách konečnej deformácie. Vhodným prostredím na ich vznik sú duktilné strižné zóny napr. na báze príkrovových telies, zvyčajne zahŕňajúcich aj fundament (príklady z tatrika Malých Karpát a z veporika), a najmä celá duktilná časť kontinentálnej kôry s penetračnou tokovou stavbou (príklady z archaických komplexov polostrova Kola). Veľkosť tulcových vrás kolíše od mikroskopických rozmerov až po megaskopické "lalokovité" príkrovy. Ich morfológia a vzťah k foliáciám a lineáciám strižných zón vykazuje mnohé variácie, celkove však platí, že tulcové vrásy majú v rezoch xz konečného deformačného elipsoidu izoklinálny intrafoliačný charakter, kým v rezoch yz nepravidelnú koncentrickú stavbu. V prípade trojrozmerných odkryvov sú tulcové vrásy dobrými kinematickými indikátormi zmyslu strižného toku. Je viac genetických modelov tulcových vrás, ale všetky vyžadujú vysokú anizotropiu a duktilitu horninového média a nehomogenitu deformačného režimu.

M. P u t i š: **Variské a alpínske príkrovové štruktúry v kryštaliniku Západných Karpát**

Ranovariskú spodnú štruktúrnu úroveň (450 - 380 mil. rokov) tvorí dvojica príkrovov charakteristická pre tatrický fundament, v ktorom je tatranský príkrov (ranovariské až neskorovariské granitoidy, anatexické a injekčné migmatity, ruly, amfibolity) presunutý cez hronský príkrov (svory, ruly, amfibolity, páskované amfibolity, lok. metagabrá, amfibolické metaperidotity a serpentinity). Je výsledkom hlbokého strednokôrového skrátenia a kolízie v okrajovom priestore tzv. protovariského oceánu.

Neskorovariskú štruktúrnu úroveň (380 - 280 mil. rokov) budujú hlavne akrečné komplexy gemerika (klátovský, rakovecký, gelnický príkrov), južného veporika (príkrov Hladomornej doliny a Prednej hole), ako aj ich zvyšky v tatrickom fundamente (pernecko-harmónsky a mariánsko-pezinský príkrov, príkrov Kliniska a Jánovho grúňa) pochádzajúce z vrchnej dosky protovariskej kolízie, pôvodne situované na S od tatranského a hronského typu fundamentu, ktoré boli presunuté ďaleko na J v kolíznom štádiu variského oceánu až na panafrický typ fundamentu reprezentovaného zemplínskym kryštalinikom.

Južné zóny Západných Karpát (veporikum, gemerikum, meliatikum, silicikum) podľahli ranoalpínskej (260 - 200 mil. rokov) extenzii či transtenzii s výsledným štádiom meliatskeho oceánskeho trogu a neskorokimeridžskému skráteniu (190 - 91 mil. rokov) za vzniku glaukofanitov a serpentinitov v meliatiku a chloriticko-biotitických bridlíc a mylonitov v gemeriku a veporiku.

Paleoalpínske formovanie príkrovov (90 - 70 mil. rokov) v anchimetamorfných podmienkach sa skončilo transpresným sinistrálnym pohybom.

Mezoalpínske príkrovy (70 - 22 mil. rokov) sú evidentné v perivahickej zóne.

Mineralia slovaca, 24, (1992), 285 - 292

Ag-Bi a Se-galenity v epitermálnych Au-Ag žilách v severnej časti kremnického rudného poľa

ĽUBOSLAV MAŤO
Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 19. 5. 1992, revidovaná verzia doručená 26. 6. 1992)

Ag-Bi and Se-galenite in epithermal gold-silver veins in the northern part of the Kremnica Ore Field

Three paragenetic generations of galenite has been found to occur in quartz-carbonate gangue with precious metal ores and Te-parageneses in the northern part of the Kremnica Ore Field. Galenite I represents "pure" galenite in which the sum of isomorphic admixture is below 0.5 weight percents, galenite II is a Ag-Bi-galenite variety whereas Se-galenite represents the galenite III generation. In the ore paragenesis beside galenite, also Ag-tetraedrite containing up to 1.38 wt. % Te, polybasite with 3.62 wt. % Se, chalcopyrite with Ag up to 1.98 wt. %, altaite (Bi content up to 2.9 wt. %), electrum, sphalerite and pyrite have been identified. Higher concentrations of silver-bearing galenite on some veins in the northern part of the 1st vein system may represent significant source of silver beside the silver minerals.

Úvod

V severnej časti kremnického rudného poľa v 1. žilnom systéme v stredných a hlbších úrovniach viac vrtov overilo početné kremeňovo-karbonátové žily s vtrúseným epitermálnym drahokovovo-polymetalickým zrudnením a Te-mineralizáciou (Maťo et al., 1987; Maťo, 1989; Maťo a Háber, 1990). Najvýznamnejšou zložkou zrudnenia je striebro. Ag-Bi galenit a Se-galenit sa zistili v okolí Kremnických Baní (obr. 1) v žilách, ktoré dosahujú mocnosť do 1 m. V pestrej asociácii rudných minerálov je galenit prítomný s dominantným pyritom, v nižšom podiele je sfalerit, chalkopyrit, polybázit, Ag-tetraedrit, hessit, altait a elektrum.

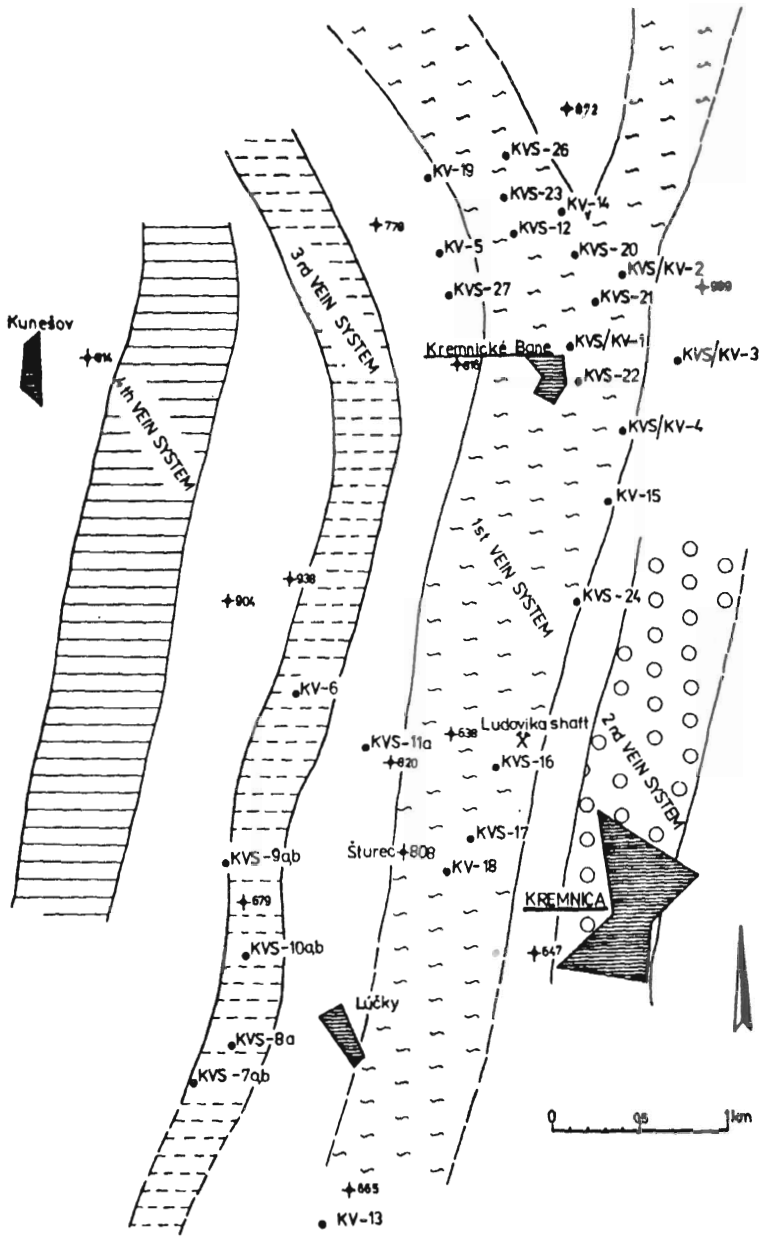
Charakteristika a identifikácia

Ag-Bi galenit sa v kremnickom rudnom poli doteraz podarilo zistiť iba vo vrte KV-1 (v kremeňovo-karbonátových žilách s drahokovovo-polymetalickým zrudnením v úrovni asi 700 m), ktorý preniká propylitizovaným andezitom a intruzívnym komplexom zlatostudnianskej formácie. Galenit so zvýšeným izomorfným obsahom Se sa vyskytuje v tých istých žilách vo vrte KV-1 (asi 370 m), KVŠ-3 (asi 769 m) a KVŠ-23 (asi 388 m).

Ag-Bi galenit je vo viacerých formách. Miestami tvorí makroskopicky veľké zhluky monominerálnych agregátov xenomorfných zŕn (typ A). Relatívne menej rozšírené sú agregáty xenomorfných zŕn galenitu, pyritu, sfaleritu, hessitu, Ag-tetraedritu a elektra (obr. 2a, typ B). Ag-Bi galenit veľmi často vypĺňa tenké fraktúry v pyrite (obr. 2c, typ C), resp. obaľuje xenomorfné až idiomorfné zrná pyritu, redšie sfaleritu. Pomerne hustú sieť fraktúr v pyrite okrem dominantného galenitu vypĺňa aj mladší hessit (pretína žilky Ag-Bi galenitu). Xenomorfné zrná hessitu a Ag-tetraedritu tvoria nerovnako veľké (0,X - X,0 μm) "mikroinklúzie" v zhlukoch agregátnych zŕn galenitu (obr. 2d). Pozoruhodný a doteraz z kremnického rudného poľa nepísaný je aj výskyt elektra v galenite - zlato vypĺňa tenké žilky v Ag-Bi galenite (obr. 2b). Obsah galenitu v zrudnení (aj ostatných minerálov) varíruje a v istých úsekoch žíl dosahuje až 40 % (koncentrácia zrudnenia dosahuje max. 7 %).

Chemické zloženie Ag-Bi galenitu sa výraznejšie neodlišuje a rozdiely v obsahu prvkov sú minimálne (tab. 1 a 2). Distribúcia analyzovaných prvkov je rovnomerná a Ag-Bi galenit je homogénny. Okrem "mikroinklúzií" hessitu a Ag-tetraedritu sa v Ag-Bi galenite nezistili nijaké odmiešaniny Ag-Bi fáz. V asociácii s Ag-Bi galenitom sa nespozorovali Pb-Bi-Ag-Sb-(Cu) sulfidy a sulfosoli.

Se-galenit je v asociácii rudných minerálov zastúpený v akcesorickom obsahu vo forme samostatných xenomorfných zŕn mikroskopických rozmerov a v agregátoch xenomorfných zŕn hessitu a altaitu (obr. 2e). Chemické zloženie Se-galenitu sa v



Obr. 1. Schéma priebehu žilných systémov v kremnickom rudnom poli s vyznačením vrtov.
Fig. 1. Scheme of vein system course in the Kremnica ore field and drilling sites.

rámci zrna nemení, určité rozdiely v obsahu selénu sú medzi jednotlivými zrnami. V Se-galenite sú Ag a Bi prítomné v nízkom izomorfnom obsahu.

Ag-Bi galenit sa v tých istých žilách v asociácii s Se-galenitom nevyskytuje. S Ag-Bi galenitom sa zistil aj Ag-chalkopyrit, ktorý tvorí "mikroinklúzie" vo sfalerite. V asociácii s Se-galenitom je prítomný aj Bi-altait. V podstatne vyššom obsahu sa spolu s Se-galenitom vyskytuje "čistý galenit" (súčet izomorfných obsahov Ag, Bi, Sb, Cu, Se nepresahuje 0,5 hm. %), ale ten sa s Ag-Bi galenitom v žilách nezistil. Galenit so súčtom izomorfných obsahov Ag, Bi, Sb, Cu a Se okolo 1 hm. % sa vyskytuje v žilách aj niektorých ďalších vrtov v študovanej oblasti, avšak v nich sa v asociácii Ag-Bi galenit alebo Se-galenit doteraz nezistil. "Mikroinklúzie" hessitu a Ag-tetraedritu v Ag-Bi-galenite predstavujú mladšie fázy, naproti tomu teluridy - hessit a altait

TAB. 1

Priemerné mikroanalýzy (hm. %) galenitu a asociujúcich minerálov a rozsah obsahu Ag, Bi a Se
Average compositions of galenite and associating silver, bismuth and selenium minerals gained by microanalysis (wt. %)

	Pb	Ag	Bi	Se	Cu	Sb	As	Te	S	Fe	Zn	Suma
		2,64-3,21	6,00-6,40									
KV-1/711A	77,05	2,80	6,19	0,10	n,d	n,d	-	n,d	13,50	-	-	99,64
		2,85-3,27	6,68-7,09									
KV-1/711B	76,42	3,09	6,80	0,26	n,d	n,d	-	n,d	13,51	-	-	100,08
		2,43-2,75	5,66-5,91									
KV-1/711C	78,04	2,57	5,79	-	n,d	n,d	-	n,d	13,48	-	-	99,88
				1,87-3,00								
KV-1/370	84,56	n,d.	0,10	2,89	n,d	n.d	-	n.d	13,07	-	-	100,62
				1,66-2,56								
KVš-3/769	85,54	n,d.	0,21	2,06	n,d	n,d	-	n.d	13,07	-	-	100,88
				1,43-2,49								
KVš-23/388	84,76	n.d.	0,20	2,09	n,d	n,d	-	n,d	13,77	-	-	100,82
PbS-čistý	85,62	0,12	0,15	0,10	0,11	n,d	-	n,d	13,72	-	-	99,82
		0,26-1,98										
Ag-chalkopyrit	-	0,94	0,59	n.d	33,63	n,d	-	n.d	34,11	30,71	-	99,98
			0,75-2,91									
Bi-altait	60,44	0,41	1,70	0,19	n.d	0,25	-	37,12	-	-	-	100,11
		1,72-19,80										
Ag-tetraedrit	n.d	11,44	0,36	n.d.	28,45	24,99	1,57	1,38	23,47	0,36	7,27	99,29
Polybázit	-	68,72	n,d	3,62	2,87	10,17	0,66	-	13,66	0,18	0,23	100,12
Hessit	-	62,36	-	-	-	-	-	37,2	0,05	-	-	99,61
Elektrum	-	34,5	Au-65,30									99,50

KV-1/711 A-C predstavujú Ag-Bi galenit II (n=45, A = 17, B = 15, C = 13), KV-1/370, KVŠ-23/388 a KVŠ-3/769 predstavujú Se-galenity III (n=24), PbS - "čistý" galenit I (n=21), - neanalyzované prvky, n, d- nestanovené prvky, Analyzoval: Caňo, GÚDŠ Bratislava (Jeol Superprobe 733).
KV-1/711 A-C - Ag-Bi galenite II (n=45, A = 17, B = 15, C = 13), KV-1/370, KVŠ-23/388 and KVŠ-3/769 - Se-galenite III (n=24), PbS - "pure" galenite I (n=21), - not analyzed, n,d - not determined. Analysis by Caňo, D. Štúr Institute of Geology, Bratislava (Jeol Superprobe 733).

- vo vyšších úrovniach žíl tvoria koexistujúce fázy s Se-galenitom (s čistým galenitom tvoria zrasty po okrajoch zŕn).

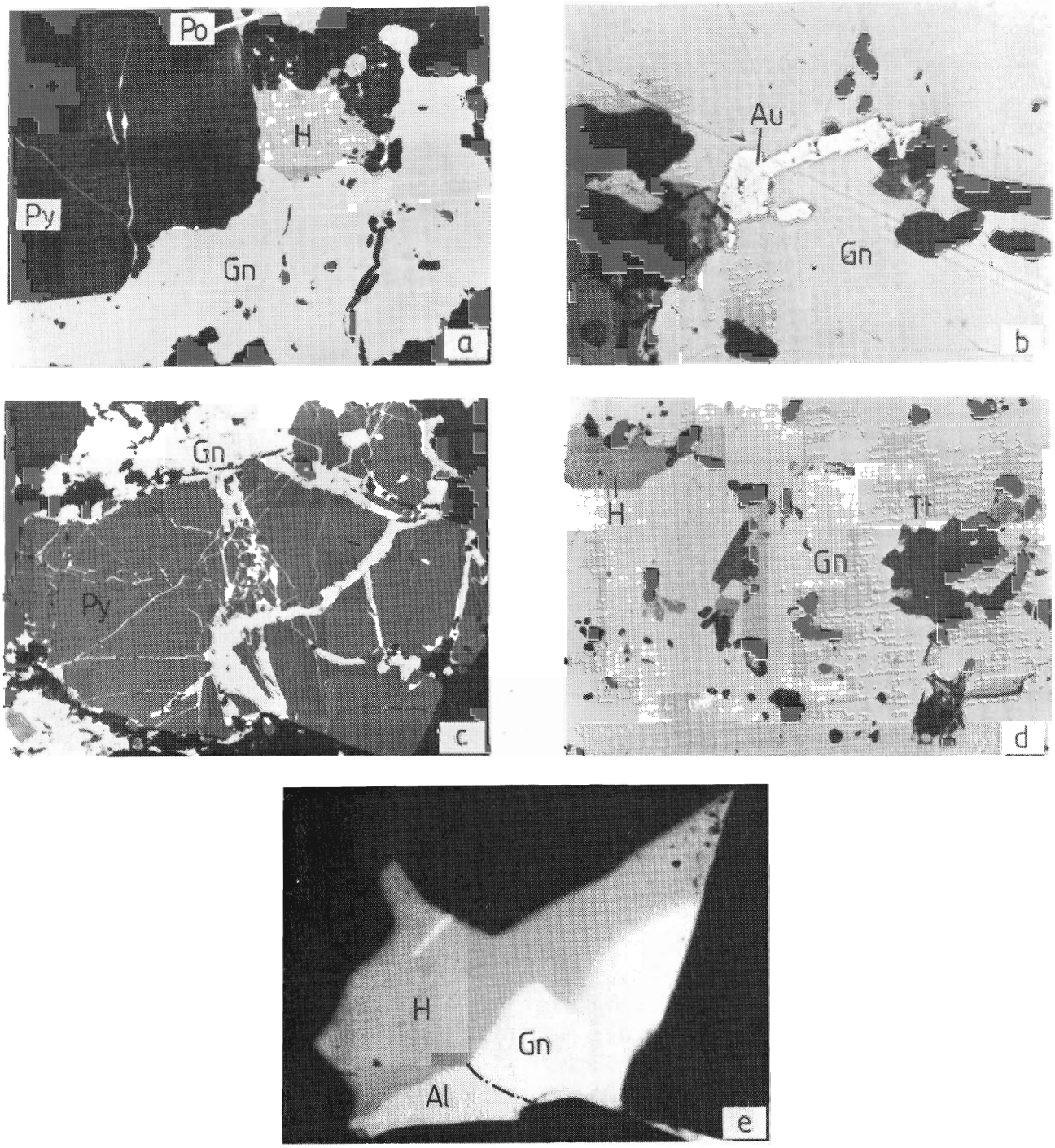
Diskusia a záver

V mnohých polymetalických a drahokovových ložiskách sveta sa zistili viaceré generácie galenitu odlišujúce sa vizuálne aj chemickým zložením (Czamanske a Hall, 1975; Karup-Moller a Pauly, 1979). Staršie generácie majú zvyčajne väčšie zrná a zložením sú relatívne "čisté". Naproti tomu mladšie generácie sú drobnozrnné a s obsahom stopových prvkov - Bi, Ag, Sb, Cu, Zn, As, Hg, Tl, Se a Te (Foord a Shawe, 1989), ktoré izomorfne zastupujú Pb a S, resp. môžu byť prítomné vo forme "mikroinklúzií" iných minerálov. Prítomnosť Bi, Ag a Sb v galenite je najčastejšia (Fleischer, 1955), ale iba Bi, Ag, Sb, Cu, As, Se a Te sa doteraz zistili vo vyššom obsahu ako 1 hm. %.

Predpoklad, že izomorfný obsah Bi v galenite kontrolujú oktaedrické štiepne plochy a pukliny vznikajúce mechanickým stresom počas mineralizácie (Wahlstrom, 1937; Oftedal, 1942), spresnil Karup-Moller (1971) a na príklade Bi-galenitu (1 - 2 hm. % Bi) z Nórska potvrdil, že pre galenit nemusia byť vždy charakteristické oktaedrické pukliny. Zistil, že ak je prítomné aj striebro v obsahu 1/2 hmotnostnej frakcie bizmutu, galenit nevykazuje oktaedrické pukliny a prisúdil to schéme substitúcie 2 Pb^{2+} za (Ag^{+}+ Bi^{3+}). Tam, kde bol prítomný bizmut vo vyššom obsahu ako striebro, bolo treba vyrovnať prebytok, resp. ak bol prítomný len bizmut, mohli sa vyvinúť oktaedrické pukliny.

Van Hook (1960) zistil, že obsah striebra v galenite iba zriedka nepatrne prevyšuje obsah bizmutu, ale bizmut môže byť prítomný v podstatne vyššom obsahu ako striebro. Galenit bez bizmutu obsahuje iba menšie množstvo striebra(do 0,4 hm. %),kým galenit bez striebra môže obsahovať viac ako 10 hm. % bizmutu (Karup-Moller, 1977).

Craigh (1967), Hoda a Chang (1975), Chang et al. (1988) potvrdili existenciu neprerušeného radu pevných roztokov medzi PbS a $AgBiS_2$, ale iba ohraničenej rozpustnosti. Galenit môže za vhodných



Obr. 2. Galenity a asociujúce minerály v žilách s drahokovovo-polymetalickým zrudnením a Te-mineralizáciou: a) agregát xenomorfných zŕn Ag-Bi galenitu (Gn), pyritu (Py), polybázitu (Po) a hessitu (H), typ B, zv. 200x; b) agregát hessitu a Ag-Bi galenitu II so žilkou zlata (Au), zv. 700x; c) Ag-Bi galenit II tvorí výplň tenkých fraktúr v pyrite, typ C, zv. 40x; d) "mikroinklúzie" hessitu a Ag-tetraedritu (Tt) v agregátoch Ag-Bi galenitu II, zv. 300x; e) agregát hessitu, Se-galenitu III a altaitu (Al), zv. 300x.

Fig. 2. Galenite and associating minerals on precious metal- and tellurium-bearing ore veins. a - aggregate of xenomorphous Ag-Bi galenite grains (Gn), pyrite (Py), polybasite (Po) and hessite (H), type B, magn. x200; b - aggregate made of hessite and Ag-Bi galenite II with a gold veinlet (Au), magn. x700; c - Ag-Bi galenite II composing filling of thin fracture spaces in pyrite, type C, magn. x40; d - "micro inclusions" of hessite and Ag-tetraedrite (Tt) in aggregate of Ag-Bi galenite II, magn. x300; e - aggregate of hessite, Se-galenite III and altaite (Al), magn. x300.

TAB. 2.
Mikroanalýzy Ag-Bi galenitu II z kremnického rudného poľa a analýzy Ag-Bi galenitu z literatúry
Microanalytical results of Ag-Bi galenite II from the Kremnica ore field and Ag-Bi galenite data from literature

	Cu	Sb	S	Pb	Bi	Ag	Súčet
1.	0,1	-	13,7	78,6	4,7	2,5	99,6
2.	0,1	-	14,5	63,7	14,3	7,7	100,6
3.	-	-	14,2	76,9	5,6	3,0	99,7
4.	-	-	14,0	75,9	5,9	3,1	98,9
5.	-	0,1	13,6	77,4	5,7	3,2	100,0
6.	0,1	-	13,9	77,0	5,4	2,9	99,2
7.	-	-	13,8	77,8	5,1	2,8	99,5
8.	-	-	13,98	77,71	5,46	2,81	99,96
9.	-	-	13,57	76,56	6,3	3,21	99,64
10.	-	-	13,9	77,03	6,0	2,65	99,58
11.	-	-	13,97	77,36	5,91	2,83	100,07
12.	-	-	13,89	76,94	6,06	2,78	99,67
13.	-	-	14,02	76,42	6,56	3,19	100,19
14.	-	-	13,95	75,93	7,04	3,27	99,83

Analýzy 1 - 7 prevzaté z literatúry (Foord a Shawe, 1989; Idarado mine, Ouray, Colorado, galenit č. 3 má zloženie = $Ga_{168}Mat_{32}$), 8 - 14 - Ag-Bi galenit II z kremnického rudného poľa, priemerné zloženie = $Gal_{93}Mat_{7,0}$.
1 - 7 - analytical data from literature (Foord and Shawe, 1989, Idarado mine, Ouray, Colorado; galenite No. 3 has composition of $Gal_{68}Mat_{32}$), 8 - 14 - Ag-Bi galenite II from the Kremnica ore field (average composition $Gal_{93}Mat_{7,0}$).

podmienok obsahovať striebro a bizmut vo forme pevného roztoku (až 25 mol. %) bez toho, aby sa členil na matildit a galenit bez Ag a Bi (Foord et al., 1988). Niektoré galenity však už s obsahom izomorfných prvkov tesne nad 0,5 hm. % vytvárajú pevný roztok (PbS_{ss}) (Foord a Shawe, 1989).

Najprijateľnejšie vysvetlenie afinity medzi Ag a PbS je v zdvojenej substitúcii Ag^+ Bi^{3+} (Sb^{3+}) -$2Pb^{2+}$, ktorú potvrdili viacerí autori (Nash,1975; Hoda a Chang, 1975; Amcoff, 1976; Karup-Moller a Pauly, 1979; Gaspar et al., 1987). Foord a Shawe (1989) potvrdili, že ak sú striebro aj bizmut schopné izomorfne zastúpiť olovo, substitúcia sa môže ľahko uskutočniť, predovšetkým v systémoch s nízkym obsahom Cu, Sb a Zn. Naproti tomu, ak sú striebro a antimón prítomné počas kryštalizácie a obsah bizmutu je minimálny, resp. bizmut nie je vôbec prítomný, potom sa môže v nižšom podiele formovať pevný roztok striebra a bizmutu. Ak je v čase kryštalizácie prítomná meď, zinok a ďalšie prvky, potom antimón a striebro vstupujú do minerálov (napríklad tetraedrit-tennantit) a iba nepatrné hm. % striebra a antimónu izmorfne vstupuje do galenitu (Amcoff, 1976). Jeppsson (1987) tiež zistil, že striebro v systémoch bohatých na Sb vstupuje do variety Ag-Sb-sulfosolí. V prítomnosti bizmutu môže vstupovať do štruktúry aj väčšie množstvo striebra. Galenit nie je obohatený o striebro tam, kde chýba bizmut, resp. antimón.

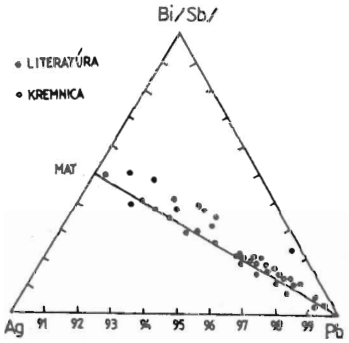
Vo väčšine prípadov je pomer Bi:Ag 2:1 (hm. %) alebo 1:1 (atómové %) a odráža zdvojenú substitúciu 2 Pb^{2+} - Ag^+ + Bi^{3+} (Sb^{3+}). Avšak ak sa pomer Bi:Ag blíži k nule alebo k 1, celkový obsah Bi + Ag + Sb je nižší ako 0,5 hm. %. Tam, kde nastala extenzívna substitúcia Ag + Bi + Sb, je pomer Bi:Ag veľmi blízky 2 a potvrdzuje zdvojenú substitúciu (Karup-Moller a Makovicky, 1981; Foord et al., 1988). Galenity takéhoto zloženia sú situované pozdĺž línie /galenitovo-matilditového radu pevných roztokov (obr. 3).

V Pb-Bi-Ag-(Cu)-S systéme v kryštalizačnej postupnosti minerálne fázy vykazujú trend k progresívnemu obohacovaniu o olovo alebo striebro (alebo o obidva prvky) s klesajúcou teplotou (Karup-Moller, 1977; Ontoyev et al., 1982). Sulfosoli bohaté na Ag a Bi sa formovali najskôr, potom vznikali sulfosoli so stredným obsahom týchto prvkov a napokon galenit s obsahom striebra a bizmutu.

Malakhov (1968) výskumom galenitu s obsahom Ag, Bi a Sb zistil, že pomer Sb:Bi poukazuje na teplotu kryštalizácie galenitov. Veľmi nízka hodnota pomeru Sb:Bi ≤ 0,06 je charakteristická pre galenit, ktorý vznikol pri teplote od 200 do 300 °C a vyššej, kým vyššie hodnoty pomeru (Sb:Bi > 6,0 až 13) sú charakteristické pre nižšie termálne galenity (100 - 160 °C).

Existenciu neprerušeného radu pevných roztokov medzi galenitom a clausthalitom zistil Heier (1953) a Coleman (1959) potvrdil úplnú izomorfiu medzi PbS a PbSe. Necheliustov et al. (1962) overil izomorfnú substitúciu nízkych hodnôt Se a Te za S (každý menej ako 1 hm. %) v galenite a zistil, že tieto prvky korelujú aj s obsahom Bi a Ag (alebo Sb a Tl).

Výskyty viacerých generácií galenitu v polymetalických a drahokovových ložiskách umožňujú dešifrovať rozličné štádiá mineralizácie. Foord et al. (1988), Foord a Shawe (1989) konštatovali, že galenit s obsahom striebra a bizmutu (antimonitu) môže vznikať neúplným odmiešaním v dôsledku náhleho ochladenia alebo viacnásobným prehriatím roztokov v meniacom sa geochemickom prostredí.



Obr. 3. Trojuholníkový diagram Ag-Pb-Bi (Sb) zobrazujúci pozíciu a zloženie Ag-Bi galenitov II (analýzy z tab. 2) z kremnického rudného poľa a galenity prevzaté z literatúry (Foord a Shawe, 1989, plný krúžok).

Fig. 3. Triangular plot of Ag-Pb-Bi (Sb) showing position and composition of Ag-Bi galenite II (data from Tab. 2) from the Kremnica ore field and from literature (Foord and Shawe, 1989, solid circle).

Poznatky o obsahu a skladbe prímesí v galenitoch študovanej mineralizácie severnej časti 1. žilného systému v kremnickom rudnom poli sú v dobrej zhode s údajmi z literatúry. Meraním 25 zŕn galenitu troch generácií (dovedna 90 mikrosondových analýz, z toho 45 analýz Ag-Bi-galenitu II, 24 analýz Se-galenitu III a 21 analýz "čistého" galenitu I) sa v tomto štádiu výskumu získali viaceré poznatky. V Ag-Bi galenite II sa pomer Bi:Ag pohybuje od 1,96 do 2,34 a v "čistom" galenite sú tieto hodnoty od 0,89 do 1,25, čo je v zhode s údajmi z literatúry.

V 45 mikrosondových analýzach Ag-Bi galenitu II, resp. 66 analýzach (spolu s "čistým" galenitom I) sa zistil veľmi nízky obsah antimónu (0,01 - 0,08 hm. %) iba v 16 analýzach. Hodnota pomeru Sb:Bi "čistého" galenitu I je od 0,03 do 0,08 a Ag-Bi galenitu II v rozmedzí od 0,09 do 0,61. Vzhľadom na to, že hodnoty obsahu Sb sú na hranici stanoviteľnosti a ich počet je nízky, považujeme tieto údaje za informatívne. Napriek tomu hodnoty pomeru Sb:Bi v galenite I. a II. generácie indikujú pravdepodobný interval teploty kryštalizácie galenitu, ktorý koinciduje s hodnotami pomeru Sb:Bi (Malakhov, 1968) galenitu kryštalizujúceho pri teplote od 200° do 300 °C a vyššej. Pravdepodobnosť týchto indícií potvrdzujú aj doterajšie výsledky termometrických meraní fluidných inklúzií v karbonátoch a kremeni zo žíl so študovanou mineralizáciou (analyzoval V. B. Naumov v IGEM v Moskve). Zo získaných údajov T_{hom} vyplýva trend postupného poklesu teploty od 312 °C v žilách s Ag-Bi galenitom II k 270 °C v žilách s "čistým" galenitom I do 220 °C v žilách s Se-galenitom III. Hodnoty koncentrácií roztokov sa pohybujú od 0,9 do 4,5 hm. % ekv. NaCl.

Ag-Bi galenity II z kremnického rudného poľa sú v trojuholníkovom diagrame (obr. 3) situované pozdĺž galenitovo-matilditovej línie a svojím zložením vykazujú mierny prebytok bizmutu, čo podľa Karupa-Mollera (1977), Makovického (1977), Foorda a Shawa (1989) mohli spôsobiť vakancie alebo odmiešanie fáz bohatých na Bi pozdĺž (111). Tieto fenomény môžu byť aj dôsledkom doménového typu štruktúry, ktorý sa podľa Karupa-Mollera (1977) podobá lillianitovým homológom.

Foord a Shawe (1989) v niektorých Ag-Bi-galenitoch z Ouray a Leadville (Colorado) zistili aj mierny prebytok bizmutu (obr. 3). Podobne ako v Ag-Bi-galenitoch II z kremnického rudného poľa ani v týchto galenitoch sa nespozorovali odmiešaniny matilditu alebo iných Ag-Bi-fáz. Napriek konštatovaniu, že sa galenit z Ouray a Leadville veľmi podobá "normálnemu" galenitu, predpokladajú, že galenit vytvára s matilditom pevný roztok.

Pre kremnické rudné pole je charakteristické, že bizmut nevytvára vlastné minerálne fázy, ale je prítomný ako prímes v galenite, altaite a chalkopyrite (tab. 1). Najvyšší obsah striebra je v tej generácii galenitu, ktorá kryštalizovala za prítomnosti bizmutu v hydrotermálnom roztoku, čo je v zhode s poznatkami o dobrej miešateľnosti medzi PbS a $AgBiS_2$. Je pravdepodobné, že zvýšená aktivita striebra v hydrotermálnych roztokoch by za uvažovaných podmienok (interval teploty a charakter roztokov) mohla vytvárať vyššie koncentrácie striebra v galenite II, avšak pri relatívne nízkej aktivite bizmutu sa väčšia časť striebra fixovala vo vlastných minerálnych fázach, resp. časť vstúpila do tetraedritu. V záverečných fázach mineralizačného procesu počas kryštalizácie Se-galenitu III boli zrejme pri zvýšenej aktivite striebra a telúru už vhodnejšie podmienky na vznik hessitu ako na vstup striebra do štruktúry galenitu.

Výskum mineralizácie blízkopovrchových a hlbších úrovní žíl 1. žilného systému potvrdil, že smerom na S obsah striebra v zrudnení postupne rastie a najvyšší je vo vrchných až stredných úrovniach žíl, že zastúpenie minerálov striebra v minerálnej asociácii v žilách v severnej časti je pozorovateľne vyššie ako v centrálnej, že pomer Ag/Au v

žilách rastie z 10:1 na 50:1 a že koncentrácia polymetalickej mineralizácie rastie v hlbších úrovniach žíl. V niektorých žilách v severnej časti žilného systému sa tieto charakteristiky uplatňujú menej. V žilách s rozdielnou koncentráciou drahokovovo-polymetalického zrudnenia je napriek vysokému obsahu striebra prítomný polybázit, Ag-tetraedrit a hessit v relatívne nižšom obsahu. Tieto údaje naznačili, že okrem uvedených minerálov striebra, teluridu Ag a elektra, v ktorých sa koncentruje prevažná časť striebra, je striebro prítomné aj v iných minerálnych fázach. Indície sa potvrdili zistením striebronosného galenitu, resp. aj chalkopyritu. Galenit v istých úsekoch žíl vytvára bohatšie akumulácie a aj tie sú významným zdrojom striebra v zrudnení.

Výskyt troch generácií galenitu v minerálnej asociácii v žilách s drahokovovo-polymetalickým zrudnením a Te-mineralizáciou v severnej časti kremnického rudného poľa spolu s ďalšími poznatkami z mineralogického výskumu poukazuje na existenciu viacerých mineralizačných fáz počas hydrotermálneho zrudňovacieho procesu.

Literatúra

Amcoff, O. 1976: The solubity of silver and antimony in galena. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., 6, 247 - 261.*

Chang, L. L. Y., Wu, D. & Knowles, C. R. 1988: Phase relation in the system Ag_2S-Cu_2S-PbS-Bi_2S_3. *Econ. Geol., 83, 405 - 418.*

Coleman, R. G. 1959: The natural occurence of galena-clausthalite solid solution series. *Amer. Mineralogist, 44, 166 - 175.*

Craigh, J. R. 1967: Phase relation and mineral assemblages in the Ag-Bi-Pb-S system. *Mineralium Depos., 1, 278 - 06.*

Czamanske, G. K. & Hall, W. E. 1975: The Ag-Bi-Pb-Sb-S-Se-Te mineralogy of the Darwin lead-silver-zinc deposit, southern California. *Econ. Geol., 70, 1092 - 1110.*

Fleischer, M. 1955: Minor elements in some sulfide minerals. *Econ. Geol., Fiftieth Anniv. Vol., 970 - 1024.*

Foord, E. E., Shawe, D. R. & Conklin, N. M. 1988: Coexisting galena, PbSss and sulfosalts: evidence for multiple episodes of mineralization in the Round Mountain and Manhattan gold districts, Nevada. *Canad. Mineralogist, 26, 355 - 376.*

Foord, E. E. & Shawe, D. R. 1989: The Pb-Bi-Ag-Cu-(Hg) chemistry of galena and some associated sulfosalts: a review and some new data from Colorado, California and Pennsylvania. *Canad. Mineralogist, 27, 363 - 382.*

Gaspar, O., Bowles, J. F. W. & Shepherd, T. J. 1987: Silver mineralization at the Vale das Gates tungsten mine, Portugal. *Mineral. Mag., 5, 305 - 310.*

Heier, K. 1953: Clausthalite and selenium-bearing galena in Norway. *Nor. Geol. Tidsskr., 32, 228 - 231.*

Hoda, S. N. & Chang, L. L. Y. 1975: Phase relation in the systems PbS-Ag2S-Sb2S3 and PbS-Ag2S-Bi2S3. *Amer. Mineralogist, 60, 621 - 633.*

Jeppsson, M. 1987: Mineral chemistry of silver in antimony and bismuth rich sulfide ores in Bergslagen, central S weden. *Neu. Jb., Mineral., Abh., Mh., 205 - 216.*

Karup-Moller, S. 1971: On some exolved minerals in galena. *Canad. Mineralogist, 10, 871 - 876.*

Karup-Moller, S. 1977: Mineralogy of some Ag-(Cu)-Pb-Bi sulfide associations. *Geol. Soc. Denmark Bull., 26, 41 - 68.*

Karup-Moller, S. & Pauly, H. 1979: Galena and associated ore minerals from the cryolite deposit at Ivigtut, South Greenland. *Canad. Mineralogist, 19, 349 - 353.*

Karup-Moller, S. & Makovicky, E. 1981: Ag- and Bi-rich heyrovskyite from the Bi-W-Mo mineralization at Castlegar, British Columbia. *Bull. Mineral., 102, 351 - 367.*

Makovicky, E. 1977: Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series. III. Crystal chemistry of lillianite homologues. Related phases. *Neu. Jb. Mineral., Abh., 131, 187 - 207.*

Malakhov, A. A. 1968: Bismuth and antimony in galenas as indicators of some conditions of ore formation. *Geochem. Int., 5, 1055 - 1068.*

Maťo, Ľ., Háber, M. & Knésl, J. 1987: Výskyt Te minerálov v kremnickom rudnom rajóne. *Mineralia slov., 19, 457 - 467.*

Maťo, Ľ. 1989: Mineralogické a geochemické štúdium mineralizácie 1. žilného systému v kremnickom rudnom rajóne. Čiastková správa z výskumu Au-Ag mineralizácie za úlohu VP A u-Ag Kremnica hlbka, severné pokračovanie 1. žilného systému. *Manuskript - archív SAV, Banská Bystrica, 107.*

Maťo, Ľ. & Háber, M. 1990: Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli. *Mineralia slov., 22, 383 - 384.*

Nash, J. T. 1975: Geochemical studies in the Park City district. II. Sulfide mineralogy and minor-element chemistry, Mayflower mine. *Eco. Geol., 70, 1038 - 1049.*

Nechelustov, N. V., Popova, N. N. & Minaer, E. F. 1962: On selenium and tellurium isomorphism in galena. *Geokhimiya, 11, 993 - 999.*

Oftedal, I. 1942: On betingelsene for oktaedrisk deldannelse hos vismutrik blyglans. *Nor. Geol. Tiddskr., 22, 61 - 68.*

Ontoyev, D. O., Druzhinin, A. V., Tsepin, A. I., Vyalsov, L. N. & Basova, G. V. 1982: Minerals of the gustavite-lillianite series from the Kti-Teberda deposit (northern Caucaus). *Int. Geol. Rev., 24, 659 - 670.*

Van Hook, H. J. 1960: The ternary system Ag2S-Bi2S3-PbS. *Econ. Geol., 55, 759 - 788.*

Wahlstrom, E. E. 1937: Octahedral parting in galena from Boulder County, Colorado. *Amer. Mineralogist, 22, 906 - 911.*

Ag-Bi and Se-galenite in epithermal gold-silver veins in the northern part of the Kremnica Ore Field

There have been recognized three physically and chemically different generations of galenas in the precious-polymetallic ore mineralization with tellurides from northern part of the Kremnica 1st vein system. Galena I is Ag-Bi-Se poor variety, galena II is Ag-Bi rich and Se-poor one, and galena III has low Ag and Bi content, but higher Se content (from 1.43 to 3.00 wt. %, respectively). They occur in deeper levels of quartz-carbonate veins. Silver and bismuth-bearing galena is associated with dominant pyrite and minor amounts of sphalerite, chalcopyrite,

polybasite, argentian tetrahedrite, hessite, altaite and electrum. There have not been identified any Pb-Bi-Ag sulfosalts and simple sulfides.

Ag and Bi contents in the Kremnica suite of galena range from about 2.43 to 3.21 and 5.66 to 7.09 wt. %, respectively. Ag and Bi contents found in chalcopyrite: Ag from 0.26 to 1.98 wt. %, average Ag content - 0.94 wt. % and average Bi content - 0.59 wt. %, and in altaite : Bi from 0.75 to 2.91 wt.%, average Bi content-1.70 wt.% Examinations made by optical and microprobe methods of various grains did not confirm presence of exsolutions of matildite, $AgBiS_2$ or other phases and showed homogeneous-appearing galenas. However, it is likely that some exsolved matildite or other sulfosalts could be present. Trace and minor elements in galena may be involved into an isomorphous substitution for Pb or S, or may be present as inclusions in further minerals.

Multiple generations of galena from the Kremnica ore district can serve as an aid in deciphering different stages of mineralization; fluid inclusion evidence indicates that there is trend of decrease temperature from silver and bismuth-bearing galena to selenium-bearing galena (from 312 °C to 220 °C).

These data also support results of Sb: Bi ratios which reflect the temperature range from 200 °C to 300 °C and greater.

Three generations of galena in this area are thought to have been originated by either incomplete exsolution resulting from rapid cooling, or by multiple heating events in varied geochemical environments. These different episodes of mineralization are related to different Tertiary magmatic-hydrothermal events.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 293 - 300

Živce z intrúzie granodioritového porfýru na lokalite Zlatno

PATRIK KONEČNÝ
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina l, 817 04 Bratislava

(Doručené 12. 2. 1992, revidovaná verzia doručená 21. 4. 1992)

Feldspars from the Zlatno granodiorite porphyry intrusion

Composition of feldspars vary with changing conditions during their crystallization. Basicity decrease from centre to rim of plagioclase phenocrysts and following zones were recognized: basic corroded relic core, "dendritic plagioclase", fine oscillatory zone, acid rims. Orthoclases are of two types: clear and turbidit unclear orthoclases. Crystallization history of feldspars from magma source to intrusion solidification is discussed. The feldspar thermometry is applied to coexisting feldspar pairs into groundmass yielding a temperature from 350 to 460 °C corresponding to originating of pottassic zone under hydrothermal alteration.

Úvod

Súčasťou subvulkanického intruzívneho komplexu štiavnického stratovulkánu neogénneho veku je granodioritová intrúzia na lokalite Zlatno. Intrúzia je obnažená eróznym zrezom pri juhozápadnom okraji hodrušsko-štiavnického hrastu a jej hĺbkové pokračovanie preverila sieť vrtných prác vykonaných počas vyhľadávacieho prieskumu na zrudnenie porfýrového typu. Štúdium živcov granodioritovej intrúzie s použitím elektrónového analyzátora a s aplikáciou dvojživcovej termobarometrie umožnilo načrtnúť procesy ich kryštalizácie od magmatického zdroja po umiestnenie intrúzie do subvulkanickej úrovne a počas následných hydrotermálnych procesov spätých najmä s draselnou alteráciou.

Prehľad dvojživcovej termobarometrie

Mnohí autori sledovali možnosť určiť tlakové a teplotné podmienky kryštalizácie alkalických a vápenatých živcov. Ich poznatky vyústili do vytvorenia modelov stanovovania P-T podmienok z chemického zloženia koexistujúcich živcových párov.

Barth (1951) navrhol semiempirický dvojživcový geotermometer vychádzajúci z rozdelenia albitového komponentu medzi dva živce za predpokladu, že aktivita albitového komponentu je lineárnou funkciou jeho obsahu.

Barth (1951) sa dopustil niekoľkých nepresností. Dokázalo sa, že pri alkalických živcoch s vyšším podielom albitovej molekuly a pri vyššej teplote sa závislosť aktivita - zloženie albitového komponentu značne odlišuje od lineárneho priebehu; na teplotnú kalibráciu použil experimentálne neoverené empirické data; nebral do úvahy vplyv tlaku.

Stormer (1975) sa pokúsil Barthov model zlepšiť využitím experimentálnych dát Margulesových parametrov (Thompson a Waldbaum, 1969), ale nemal k dispozícii ternárne vyjadrenie aktivít a aktivitných koeficientov, a tak bol nútený predpokladať nerozpustnosť Or komponentu v plagioklase a An komponentu v alkalickom živci. Zúženie ternárnej povahy živcov na binárnu viedlo k vytvoreniu tzv. dvojbinárneho termometra. Autor odporúča svoj model pre praktickú aplikáciu na prírodné systémy s predpokladom ± 30 °C od skutočnej teploty pre živcové páry s nízkym zastúpením menšinových komponentov (An v Kfs a Or v Pl).

Whitney a Stormer (1977) predchádzajúci termometer Stormera (1975) upravili pre usporiadané štruktúry živcov zavedením Margulesových parametrov (Bachinski a Müller, 1971). Model je aplikovateľný do teploty okolo 500 °C, keď už mikroklín nie je stabilný. Veľa prírodných živcov kryštalizuje pri intermediárnej teplote, a preto autori odporúčajú zistiť teplotu pre usporiadanú aj neusporiadanú štruktúru, a ak zistiť dva limitné teplotné údaje.

Brown a Parsons (1981) kriticky prehodnotili staršie termometre a vytvorili upravený grafický termometer založený na experimentálnych mera-

TAB. 1
Chemické zloženie plagioklasov
Composition of plagioclases

Vrt Borehole	Ab (%)	An (%)	Or (%)	Pozícia Position	Vrt Borehole	Ab (%)	An (%)	Or(%)	Pozícia Position
R-12/1064	43,9	54,3	1,7	C/E	R-20/1100	48,6	49,6	1,7	E
	38,6	60,0	1,4	C		69,8	26,8	3,3	R
	44,4	54,0	1,5	C		41,6	57,3	1,0	v Pl
R-16/1084	47,0	51,3	1,6	C/E		42,6	56,4	0,9	C
R-16/985	48,7	49,4	1,7	C	R-18/1121	48,2	50,2	1,7	E
	48,7	49,5	1,7	C		18,1	81,2	0,5	rel. C
R-25/1095	48,2	50,3	1,5	C		43,4	55,4	1,2	E
	49,5	48,7	1,8	E		43,8	54,8	1,3	C
*ZL-8	12,9	86,8	0,2	rel. C		46,8	51,5	1,6	E
	47,9	50,0	2,1	C/E	R-16/1139,5	70,6	27,9	1,5	R
R-20/1100	28,8	70,5	0,6	rel. C		52,1	45,5	2,3	R
	38,7	60,2	1,1	C	R-20/759	51,9	46,3	1,7	R
	44,2	54,6	1,2	E		58,9	39,1	1,9	R
	48,7	49,8	1,5	C		39,9	58,9	1,1	C
R-25/1095	49,8	48,6	1,5	v Bi	* ZL-8	22,2	77,0	0,7	v Hbl
	52,1	46,6	1,2	v Bi	R-16/1139	38,8	60,2	0,9	v Hbl
*ZL-8	54,6	42,7	2,6	v Bi	R-16/1084	28,9	70,7	0,3	v Hbl
R-20/759	59,1	38,3	2,5	v Mtx	R-16/1139	69,9	28,6	1,4	v Mtx
R-16/1139,5	82,9	14,9	2,1	v Mtx	R-16/1139,5	70,6	27,6	1,5	v Mtx

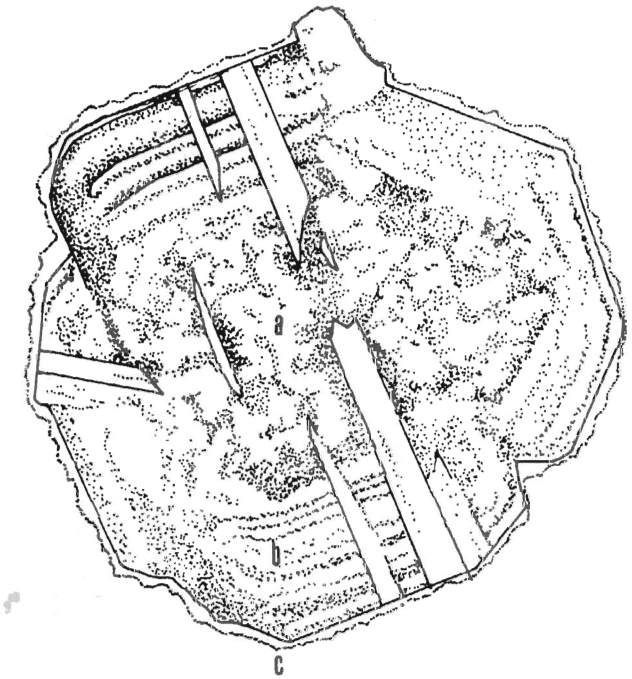
Pozícia analýzy: rel. C - bázický relikt v strede plagioklasu, C - stred, C/E - medzi stredom a okrajom, E - okraj, R - kyslý lem; plagioklasy uzatvárané v amfibole - v Hbl, v biotite - v Bi, plagioklasy v základnej hmote - v Mtx. Ostatné analýzy uvádza tab. 3, * vzorka z povrchu, ostatné vzorky pochádzajú z vrtov, R-12/1064 znamená vrt č. 12, hĺbka 1064 m, Pl - plagioklas, Kfs - draselný živec, Ab - albit, An - anortit, Or - ortoklas.

Analysis position: rel. C - basic relict in the centre, C - core, C/E - between core and edge, E - edge, R - acid rim; plagioclases included in hornblend - in Hbl, in biotite - in Bi, plagioclases in groundmass - in Mtx. The other analysis are in tab. 3, * surfice sample, the other samples are from boreholes, R-12/1064 represent borehole No. 12, depth 1064 m, Pl - plagioclase, Kfs - feldspar, Ab - albite, An - anorthite, Or - orthoclase.

niach Secka (1971), ktorý ako prvý poukázal na vplyv tlaku: zníženie tlaku o 1 Kbar spôsobuje zníženie teploty kryštalizácie o 18 °C. Termometer využíva aj závislosť distribúcie albitovej molekuly medzi obidva živce. Vplyv ostatných komponentov sa eliminuje použitím Seckových dát, ktoré majú ternárnu povahu. Autori odporúčajú svoj grafický termometer ako jediný praktický spôsob stanovovania rovnovážnej teploty koexistujúcich živcov.

Haselton et al. (1983) sériou kalorimetrických meraní zistili aktivitu albitového komponentu v alkalickom živci vyjadrenú v Margulesových parametroch pre pár analbit - sanidín. Vychádzali zo Stormerových termodynamických predpokladov (Stormer, 1975) s rozšírením o účasť Or komponentu v plagioklase a An komponentu v alkalickom živci. Pri porovnaní so Stormerovým modelom dáva tento model vyššie hodnoty teplôt, pričom teplota nad 800 °C býva zaťažená veľkou chybou, ktorú podľa autorov spôsobujú nepresnosti Seckovho experimentálneho merania (Seck, 1971). Autori upozorňujú na to, že sa rovnováha pri experimentoch iba predpokladala, ale nedokázala. Teploty pod 500 °C nie sú menej presné. Vyplýva to z použitia termodynamických parametrov pre neusporiadané štruktúry.

Green a Usdansky (1986) rozpracovali kompletný ternárny model zmiešavania An, Ab, Or v alkalickom živci aj v plagioklase. Margulesove parametre zmiešavania v systéme Or-An empiricky zistili z experimentálnych Seckových dát, ostatné prevzali zo starších prác (Haselton et al., 1983; Newton et al., 1980). Autori navrhli ternárny termobarometer, ktorý berie do úvahy aj menej zastúpené komponenty; Or v plagioklase a An v alkalickom živci. Model poskytuje výpočet závislosti P-T pre komponenty Ab, An, Or, čím sa získavajú tri priamky. Ich priesečník určuje rovnovážny tlak a teplotu. Ak sa priamky nezbiehajú približne v jednom mieste, môže to znamenať nerovnovážny stav živcového páru alebo chybné analytické stanovenie. Brown a Parsons (1981) ukázali, že je korektné opisovať prírodné živce iba ako ternárne systémy, čím význam uvedeného termometra vzrastá.



Obr. 1. Výrastlica plagioklasu. a - dendritický plagioklas, b - oscilačné zóny, c - kyslý plagioklasový lem.
Fig. 1. Plagioclase phenocryst. a - dendritic plagioclase, b - oscillatory zones, c - acid rim.

Problémy aplikácie dvojživcovej termometrie na prírodné systémy

Nepresnosti stanovovania teploty kryštalizácie koexistujúcich živcov môžu vyplývať z nasledujúcich podmienok:

1. Najdôležitejšou podmienkou získania hodnovernej teploty je rovnovážny stav kryštalizácie medzi dvoma živcami. Žiadny model nedáva záruky, že je vybraný živcový pár v rovnováhe. Pre termodynamické modely je typické, že sa pri prepočte vždy dá zistiť teplota kryštalizácie, a to bez ohľadu na rovnovážny stav. Dôležitým kritériom pri výbere koexistujúcich párov je precízne petrografické štúdium.

2. Na bodovú chemickú analýzu treba vybrať vhodné miesto. Koexistujúce živce musia byť bezprostredne vedľa seba a meranie sa musí vykonať čo najbližšie k hranici medzi obidvoma živcami.

3. Nepresnosti vyplývajúce z vlastného analytického stanovovania sa dajú čiastočne eliminovať väčším počtom meraní.

4. Petrografické predpoklady:

- Živcové páry z vulkanických hornín často poskytujú extrémnu teplotu. Tá poukazuje buď na dosiahnutie rovnováhy pri vysokom tlaku a nedostatku vody v tavenine, alebo daný živcový pár nie je v rovnováhe, a preto je na prepočet nevhodný. Ani plagioklasy so známkami resorpcie obkolesené draselnými živcami nie sú na termometriu vhodné. Použiteľné sú živcové páry v základnej hmote.

- Aplikácia dvojživcovej termometrie na plutonické horniny je problematická. Počas kryštalizácie relatívne suchej magmy sa môžu plagioklasy čiastočne alebo úplne usporiadať, môžu vzniknúť odmiešaniny (perthity) bez zmeny zloženia jednotlivých kryštálov. Pri nadbytku vody môžu nastať interkryštalické zmeny, pričom sa chemické zloženie živcov mení.

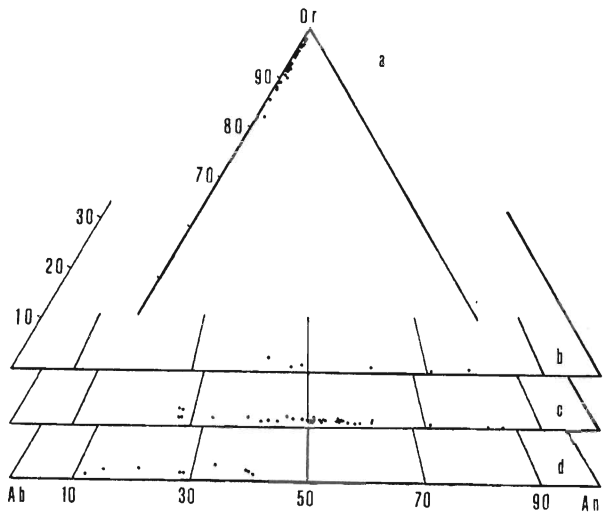
- Na regionálne metamorfované horniny je dvojživcová termometria aplikovateľná iba pri strednej a vyššej amfibolitovej a pri granulitovej fácii. Pre peristeritové pole nemiešateľnosti plagioklasov sú slabšie metamorfované horniny nevhodné na termometrické prepočty (Brown a Parsons, 1981). Usporiadanie Al/Si v štruktúrach obidvoch živcov nie je rovnaké. Plagioklasy sú obyčajne viac usporiadané ako draselné živce, a preto sa vhodný termometer vyberá ťažko.

Analytické metódy

Živce sa analyzovali metódou bodových chemických analýz na prístroji JEOL-733. Meranie sa vykonalo pri urýchľovacom napätí 15 KV a za ustálených detektorových prúdov na 20 nA. Použili sa tieto štandardy: albit pre Na, Al, Si; MgO pre Mg; wollastonit pre Ca; ortoklas pre Mn; chromit pre Fe, Cr, TiO_2 pre Ti.

TAB. 2
Chemické zloženie čírych (clear) a turbiditných (turbidit) ortoklasov
Composition of clear and turbidit orthoclases

Vrt Borehole	Ab (%)	An (%)	Or (%)	
R-16/1084	10,8	0,2	88,8	clear
	7,9	0,3	91,0	clear
R-20/1100	5,2	0,3	94,4	clear
R-20/759,4	3,1	0,3	96,5	turbidit
	3,0	0,2	96,7	turbidit
	1,3	0,2	98,5	turbidit
	3,1	0	96,8	turbidit
	3,6	0	96,3	turbidit
	2,6	0,6	96,8	turbidit
R-18/1121	4,8	0,3	94,9	turbidit
	1,8	0,5	97,6	turbidit



Obr. 2. Porovnanie chemického zloženia živcov. a - ortoklasy, b - korodované centrá výrastlíc plagioklasov a plagioklasy inkludované v mafických výrastliciach, c - výrastlice plagioklasov, d - plagioklasy v základnej hmote.

Fig. 2. Comparing of feldspar composition. a - orthoclases, b - relic cores of plagioclase phenocrysts and plagioclases included in mafic phenocrysts, c - plagioclase phenocrysts, d - plagioclases in groundmass.

Geologická pozícia telesa granodioritového porfýru

Na objasnenie geologickej stavby periférnych častí štiavnického hrastu sa na lokalite Zlatno situoval štruktúrny vrt HDŠ-3 (Rozložník, 1966), ktorým sa zistilo žilníkovo-impregnačné zrudnenie v telese granodioritového porfýru. V rokoch 1971 - 1980 sa realizoval vyhľadávací prieskum (25 vrtov). Burian a Smolka (1982), Smolka (1985) zhodnotili geologickú stavbu, tektoniku, pozíciu a charakter zrudnenia interpretovali ako porfýrový typ. Lexa (1979) počas mapovacích prác v mierke 1:10 000 zistil roj subparalelných dajok granodioritového porfýru. P. Konečný (1988) študoval povahu premien vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Premeny späté s intrúziou sa vyznačujú zonálnou stavbou, pričom v smere od centra k periférii sú vyvinuté: draselná zóna, zóna sľúd, reliktná zóna argilizácie, propylitizácia. Zonálne rozloženie zodpovedá modelu, ktorý navrhol Lowell a Guilbert (1970) pre kremito-monzonitové intrúzie, avšak absencia výraznej draselnej zóny ho približuje k dioritovému modelu.

Petrografická charakteristika živcov a ich chemické zloženie

Plagioklasy sa vyskytujú vo forme výrastlíc, ako aj v základnej hmote. Niektoré výrastlice majú v strede relikt staršieho plagioklasu obkolesený zónou s nepravidelným rozmiestnením tmavých a svetlých plôšok (dendritický plagioklas, obr. 1). K nemu prirastá plagioklas s detailnými oscilačnými zónami. Na okraji výrastlíc je lem z kyslého plagioklasu. Jeho šírka kolíše. V niektorých prípadoch je nepatrný (R-18/1121), inde pomerne široký (R-2/1100).

TAB. 3

Teplota (°C) pre koexistujúce živcové páry

Temperatures (°C) for coexisting feldspar pairs

Vrt Borehole	Ab (%)	An (%)	Or (%)	Ab (%)	An (%)	Or (%)	1	2	3	4	5	6	
R-16/1139,5	10,2	0,4	89,5	86,7	12,0	1,2	350	408	455	370	767	10	Pl
	7,6	0,3	92,2	77,2	20,6	2,2	350	390	435	354	293	-	+
R-16/1139	9,0	0	91,0	59,3	40,3	0,4	350	460	502	440	1037	10	Kfs
R-18/1121	9,1	1,0	89,9	59,1	38,9	2,0	360	462	505	435	450	0,5	v
	4,8	0,3	94,9	63,6	32,8	3,6	350	423	467	398	376	-	Mtx
R-16/1084	7,5	0,4	92,2	45,9	52,6	1,4	360	479	518	414	373	-	kyslý
	7,9	0,4	91,2	56,1	42,5	1,4	350	450	491	417	440	1,7	Pl
	7,4	0,2	92,4	57,3	41,7	1,0	350	346	417	401	476	6	rim
R-20/1100	9,9	0,5	89,6	61,9	36,2	1,8	360	466	510	451	493	3,1	+
	7,1	0,6	92,3	53,3	44,6	2,1	350	442	483	397	352	-	Kfs
	8,7	0,4	91,0	70,2	27,6	2,3	350	423	467	398	376	-	
	6,4	0,3	93,4	69,8	26,8	3,4	350	384	428	348	244	-	

1 - Brown a Parsons (1981), 2 - Stormer (1975), 3 - Whitney a Stormer (1977), 4 - Haselton et al. (1983), 5 - Green a Usdansky (1986), 6 - tlak (Kbar) z termobarometra 5; pre ostatné prepočty tlak 500 bar.

1-5 - mentioned above, 6 - pressure (Kbar) for thermobarometer 5; pressure 500 bar used for other thermometers.

Korodované relikty v centre výrastlíc plagioklasov často dosahujú vysokú bazicitu: An_{81}, An_{87} (tab. 1, obr. 2). Zóny s dendritickým plagioklasom majú nižšiu bazicitu (An_{55} - An_{60}). Intermediárne zloženie dosahujú oscilačné zóny (An_{49}-An_{55}), na okrajoch s prechodom do kyslých plagioklasových lemov (An_{45}-An_{26}). Vysokou a strednou bazicitou sa vyznačujú plagioklasy uzatvorené v amfibole (An_{60}-An_{77}) a v biotite (okolo An_{47}).

Plagioklasy v základnej hmote sa vyznačujú pomerne širokým intervalom bazicity (An_{40}-An_{12}), čím sa približujú k zloženiu kyslých plagioklasových lemov okolo výrastlíc.

Ortoklasy sa najčastejšie vyskytujú vo forme alotriomorfných zŕn v intergranulárnych priestoroch medzi skôr vykryštalizovanými výrastlicami amfibolu, plagioklasu, biotitu a Fe-Ti oxidmi. Niekedy majú formu pozdĺžnych zón v blízkosti porfyrických výrastlíc. Mikroskopicky sa pozorovali dva typy ortoklasov, tzv. číre a turbiditné. Číre majú zreteľné ohraničenie, neuzatvárajú iné minerály a sú priesvitné. Turbiditné ortoklasy majú menej zreteľné obmedzenie, uzatvárajú množstvo mechanickej nečistoty, fluidných inklúzií, drobného kremeňa a plagioklasov, čím nadobúdajú typické zakalenie.

Turbiditné ortoklasy majú vysoký podiel Or molekuly (Or_{95}-Or_{98}) na rozdiel od čírych ortoklasov (Or_{88}-Or_{92}; tab. 2, 4). Ortoklasy v resorbovaných častiach amfibolu majú miestami vysoký obsah Ab komponentu (Or_{86}). Najvyšší obsah albitového komponentu majú miestami sa vyskytujúce malé okrúhle kryštály ortoklasu v základnej hmote ($Or_{73,5}$ a $Or_{82,7}$; tab. 4). Tieto ortoklasy pravdepodobne vznikli pri vyššej teplote ako číre ortoklasy súčasne s kryštalizáciou okrajov výrastlíc plagioklasov (nie kyslých lemov).

Aplikácia a porovnanie dvojživcových termometrov

Miesta pre bodovú chemickú analýzu sa lokalizovali čo najbližšie k styku dvoch živcov. Analyzovali sa tieto živcové páry: kyslý plagioklasový lem + ortoklas a plagioklas v základnej hmote + ortoklas.

Teplota kryštalizácie živcov vypočítaná podľa rozličných autorov nie je rovnaká (tab. 3). Termometer Stormera (1975) dáva priemerne o 20 - 30 °C vyššie hodnoty ako termometer Haseltona et al. (1983), pričom občas vykazuje extrémne hodnoty tlaku a teploty. Autori aplikovali svoj systém na trachyty a ryolity, a tiež niekedy dosahujú nereálne hodnoty P-T. Pri porovnaní s hodnotami získanými z termometra Stormera (1975) je priemerná odchýlka ± 100 °C a pri vyššej teplote aj o niekoľko 100 °C. Keď sú hodnoty P-T v porovnaní s ostatnými termometrami veľmi rozdielne, až nereálne, dá sa uvažovať o nerovnováhe živcového páru. Pri grafickom termometri Browna a Parsona (1981) sa nedá presne odčítať teplota. Zistené hodnoty teploty v porovnaní s modelom Haseltona et al. (1983) kolíšu približne v intervale ± 40 °C.

Termometer Whitneyho a Stormera (1977) platí pre usporiadané živce. Keď sa uvažuje o nižšom stupni štruktúrneho usporiadania živcov na Zlatne - a zistená teplota (tab. 3) o tom svedčí, potom sa získajú približne o 50 °C vyššie hodnoty teploty oproti systému pre usporiadané štruktúry (Stormer, 1975).

Relatívne najhodnovernejší je termometer Haseltona et al. (1983), ale pri interpretácii získanej teploty treba brať do úvahy všetky získané údaje.

Zo zhodnotenia termometrov a získaných hodnôt teploty (tab. 3) vyplýva:

- rovnováha kyslý plagioklasový lem + číry ortoklas nastala v rozmedzí od 460 do 360 °C,
- rovnováha plagioklas + číry ortoklas v základnej hmote nastala v intervale od 450 do 350 °C,
- obidva typy rovnováhy sa plne prekrývajú,
- keď sa berie do úvahy stredná hodnota štruktúrneho usporiadania, potom sa uvedený teplotný rozsah zvýši v priemere o 25 °C.

Vo vzorkách sa zistili ortoklasy s vyšším obsahom Ab komponentu, ktoré pravdepodobne kryštalizovali zároveň s okrajovými časťami výrastlíc plagioklasov. Za predpokladu rovnováhy sa získa teplotný interval okolo 650 °C (tab. 4).

Priebeh kryštalizácie živcov a petrologické závery

Niektoré výrastlice majú v centre uzatvorený starší korodovaný relikt plagioklasu s pomerne vysokou bazicitou (An_{81}-An_{86}). Ide o relikty, ktoré pôvodne kryštalizovali v magmatickom zdroji. Pri výstupe magmy z magmatického zdroja následkom prudkého poklesu tlaku a aj teploty nastala intenzívna korózia bázických plagioklasov. Korodované

TAB. 4.

Teploty (°C) vypočítané pre predpokladanú rovnováhu priemerného okraja výrastlice plagioklasu a ortoklasov s vyšším podielom Ab komponentu
Temperatures (°C) calculated for supposed equilibrium of average plagioclase edge and orthoclases with higher Ab content

Vrt Borehole	Ab (%)	An (%)	Or (%)	1	2	3	4	5	6	Poznámka Remark
R-16/1136,5	26,0	0,3	73,5	825	816	927	-	-	-	Kfs v Mtx
R-16/1139	16,3	0,8	82,7	640	638	690	659	887	10	Kfs v Hbl
R-16/1139,5	13,8	0,2	85,9	600	539	639	598	776	10	Kfs v Hbl
R-25/1095	11,6	0,6	87,8	550	553	595	532	603	4,6	Kfs v Mtx

okraj Pl výrastlice (estimated rim of Pl phenocryst) Ab - 49, An - 50, Or - 1,7

1 - Brown a Parsons (1981), 2 - Stormer (1975), 3 - Whitney a Stormer (1977), 4 - Haselton et al, (1983), 5 - tlak (Kbar) z termobarometra 5; pri ostatných prepočtoch tlak 500 bar.

1-5 - mentioned above, 6 - pressure (Kbar) for thermobarometer 5; pressure 500 bar used for other thermometers.

relikty sa stali zárodkami neskorších výrastlíc plagioklasov.

Neskôr pri výstupe magmy popri centrách korodovaných reliktov začali kryštalizovať kyslejšie plagioklasy (An_{70}-An_{77}), ktoré boli neskôr uzatvárané v amfiboloch, resp. tvoria aj centrá výrastlíc plagioklasov.

Ďalej v okolí uvedených centier kryštalizuje tzv. dendritický plagioklas s bazicitou An_{59} - An_{61}. Hibbard (1981) pokladá vznik dendritického plagioklasu za produkt miešania magmy, keď sa bázickejšia magma mieša s magmou kontrastného zloženia, alebo keď dochádza k asimilácii hornín kyslejšieho zloženia. V takom prípade nastáva podchladenie magmy a následná kryštalizácia počas chemickej nerovnováhy. Pod Štiavnickým stratovulkánom V. Konečný (1971) lokalizoval magmatický rezervoár, v ktorom predpokladá procesy diferenciácie a oddeľovania magmy s postupne kyslejším zložením. Pri frakčnej kryštalizácii a pri oddeľovaní a výstupe častí magmy sa magma mohla čiastočne v rezervoári zvíriť, čo spôsobilo premiešanie kyslejších a bázickejších častí rezervoára. Vznikol dendritický plagioklas a následkom premiešania sa v tesnej blízkosti vyskytujú plagioklasy s dendritickými centrami, ako aj bez nich.

Ďalej v okolí dendritického plagioklasu kryštalizuje kyslejší plagioklas s oscilačnou zonálnosťou (An_{49}-An_{55}). Temer všetky výrastlice majú výrazné oscilačné zóny, čo indikuje kryštalizáciu v hypoabysálnych podmienkach. Vznik zón súvisí s kryštalizáciou pri kolísavom tlaku a teplote. Pri vyššom tlaku fluidnej fázy kryštalizuje bázickejší plagioklas a naopak. Loomis (1981) uvádza, že vznik zón súvisí aj s množstvom vody v tavenine. Pri zvýšenom obsahu vody sa zmeny v chemickom zložení prirastajúcich zón vyrovnávajú. Na Zlatne majú plagioklasy ostro a detailne vyvinuté oscilačné zóny, čo poukazuje na nižší obsah vody a rýchlejší priebeh kryštalizácie za nerovnovážnych podmienok. Vznik oscilačných zón možno korelovať s výstupom magmy z magmatického rezervoára do priestoru umiestnenia subvulkanickej intrúzie. V biotite sa uzatvára plagioklas s bazicitou okolo An_{47}.

Po umiestnení intrúzie kryštalizuje zvyšková tavenina. Na výrastlice plagioklasu narastá kyslý plagioklasový lem (An_{26}-An_{45}). S rastom rýchlosti kryštalizácie vzniká užší kyslý lem a naopak. Na Zlatne šírka lemu kolíše, čo poukazuje na nerovnomernú rýchlosť kryštalizácie. So zväčšovaním sa kyslých plagioklasových lemov sa zvyšuje kryštalinita základnej hmoty. Plagioklasy v základnej hmote sú o niečo kyslejšie ako kyslé lemy, pričom sa ich bazicita prekrýva (An_{43}-An_{22}).

Draselné živce vznikali v záverečných fázach kryštalizácie. Za predpokladu rovnováhy medzi ortoklasmi so zvýšeným obsahom Ab komponentu s priemerným zložením okrajov výrastlíc plagioklasov sa získala možná teplota zrovnovážnenia okolo 650 °C a vyššia a pravdepodobne reprezentuje teplotu eutektika (tab. 4).

Na Zlatne sa uplatnili procesy alterácie za vzniku alteračných zón (P. Konečný, 1988). Skúmané vzorky pochádzajú z oblasti draselnej zóny (približne 1100 m pod recentným povrchom). Beane (1974) stanovil teplotu vzniku draselnej zóny v oblasti Santa Rita na základe rovnováhy hydrotermálny biotit + ortoklas + kremeň na 360 - 410 °C. Draselný živec má zloženie Or_{90}-Or_{95}, čo je

totožné s čírym ortoklasom na Zlatne (Or_{88}-Or_{92}), kde sa tiež uplatnili procesy biotitizácie. Rovnováha číry ortoklas + kyslý plagioklasový lem alebo číry ortoklas + plagioklas v základnej hmote dáva teplotu vzniku draselnej zóny od 350 do 460 °C. V závere pri doznievaní hydrotermálnych procesov číry ortoklas v niektorých častiach intrúzie pozdĺž porušených zón rekryštalizoval na turbiditný ortoklas.

Literatúra

Bachinski, S. W. & Müller, G. 1971: Experimental determination of the microcline-low albite solvus. *J. Petrology, 12, 329 - 356.*

Barth, T. F. W. 1975: The feldspar geological thermometers. *Neu. Jb. Mineral., 82, 143 - 154.*

Beane, R. E. 1974: Biotite stability in the porphyry copper environment. *Econ. Geol., 69, 241 - 256.*

Brown, W. L. & Parsons, I. 1981: Towards a more practical two-feldspar geothermometer. *Contr. Mineral. Petrology, 76, 369 - 377.*

Burian, J. & Smolka, J. 1982: Geologická stavba meďnato-porfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia slov., 14, 517 - 538.*

Green, N. L. & Usdansky, S. I. 1986: Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry. *Amer. Mineralogist, 71, 1100 - 1108.*

Haselton, H. T., Hovis, G. L., Hemmingway, B. S. & Robie, R. A. 1983: Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in albite-sanidine solid solutions: Lack evidence for Na, K short-rage order and implications for two-feldspar thermometry. *Amer. Mineralogist, 68, 398 - 413.*

Hibbard, J. M. 1981: The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contr. Mineral. Petrology, 76, 158 - 170.*

Konečný, P. 1988: Hydrotermálno-metasomatická zonálnosť na ložisku Zlatno. (Diplomová práca.) *Manuskript - PF UK Bratislava.*

Konečný, V. 1971: Evolutionary stages of Banská Štiavnica caldera. *Bull. volcanol., XXXV-1, 95 - 116.*

Lexa, J. & Konečný, V. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1:100 000. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Loomis, T. P. 1981: An investigating of disequilibria growth process of plagioclase in the system An-Ab-Or-water by methodes of numerical simulation. *Contr. Mineral. Petrology, 76, 196 - 205.*

Lowell, J. D. & Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization in porphyry ore deposits. *Econ. Geol., 65, 373 - 409.*

Newton, R. C., Carlu, T. V. & Kelppa, O. J. 1980: Thremochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochim. cosmochim. Acta (London), 44, 933 - 941.*

Rozložník, L. 1966: Výskum hornín štiavnického ostrova. (Záverečná správa.) *Manuskript - BF TU Košice.*

Seck, H. A. 1971: Der Einflus des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioclase im System $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-$CaAl_2Si_2O_8$-H_2O. *Contr. Mineral. Petrology, 31, 67 - 86.*

Smolka, J. 1985: Vyhľadávacie kritériá ložísk meďnato-porfýrových rúd v oblasti stredoslovenských neovulkanitov na príklade ložiska Zlatno. (Kand. dizert. práca.) *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Stormer, J. C. 1975: A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineralogist, 60, 667 - 674.*

Thompson, J. B. & Waldbaum, D. L. 1969: Mixing propreties of sanidine crystalline solutions: III. Calculations based on two phase data. *Amer. Mineralogist, 54, 811 - 838.*

Whitney, J. A. & Stormer, J. C. 1977: The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculaions. *Amer. Mineralogist, 62, 687 - 691.*

Feldspars from the Zlatno granodiorite porphyry intrusion

A small intrusion of granodiorite porphyry was described from the Zlatno locality known for poor Cu-porphyry mineralization (Burian and Smolka, 1982). Around and within intrusion the following alteration zones were identified: potassic zone, phyllic zone, relic argillization, propylitization (P. Konečný, 1988).

Chemical composition of feldspars reflects changing P-T conditions under their crystallization (Figs. 1, 2; Tabs. 1, 2). Some cores of plagioclase phenocrysts have enclosed relics of basic rounded plagioclases (An_{81}-An_{86}), originated in the magma source. They were corroded during magma ascent and later became phenocryst cores. Contemporary less basic plagioclases (An_{70}-An_{77}) precipitated, later were included in hornblendes and simultaneously also form phenocryst cores. Around these nuclei dendritic plagioclases (An_{59}-An_{61}) arose as product of basic and acid magma mixing or assimilation of less basic rocks into magma (Hibbard, 1981). Formation of dendritic plagioclases at the Zlatno locality can be also explained by differentiation processes in magma reservoir. Rising of separated magma can whirl up different parts of magma chamber and dendritic plagioclases are formed. This process confirms close occurence of dendritic and nondendritic plagioclases. Outer parts of plagioclase phenocrysts consist of oscillatory zones (An_{49}-An_{55}) indicating crystallization under unstable P-T conditions during emplacement of magma. Loomis (1981) explains distinct oscillatory zones as a result of decreased water content when chemical changes are not sufficiently equilibrated. Plagioclases with similar basicity (An_{47}) are included in biotite as well. During final crystallization the phenocrysts are rimmed by acid plagioclase (An_{26}-An_{45}). The rim size depends on cooling rate, slow cooling results in formation of broader acid rims. In cause of the Zlatno locality the rim sizes vary pointing at different cooling rate. Plagioclases in groundmass are little more acid (An_{12}-An_{40}). Orthoclases originated during final stages of solidification. Some of them reach higher Ab content (tab. 4). Supposing possible equilibration with average plagioclase phenocryst edge, we obtain temperatures about 650 °C corresponding to eutectic temperature. The investigated samples came from boreholes (nearly 1100 m below surface) penetrating the potassic zone.

Beane (1974) stated the temperature range for potassic alteration at Santa Rita from 360 to 410 °C using Mg^{2+} - Fe^{2+} - Fe^{3+} substitution in hydrothermal biotites. Composition of orthoclases (Or_{90}-Or_{95}) is nearly the same as at the Zlatno locality (Or_{88}-Or_{92}). Calculated temperatures from two feldspar thermometry in groundmass (tab. 3) give the range from 350 to 460 °C indicating the origin of potassic zone. Continuing hydrothermal process partly led to recrystallization of clear orthoclase into turbidite one (Or_{95}-Or_{98}) nonequilibrated with plagioclase in groudmass.

Mineralia slovaca, 24, (1992), 301 - 304

Turčocký granit - produkt postorogénneho magmatizmu A-typu?

PAVEL UHER a TOMÁŠ GREGOR
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

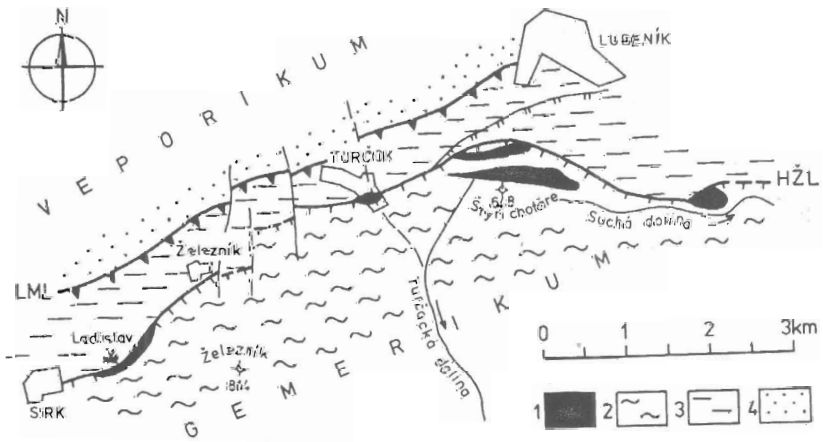
(Doručené 10.3.1992)

The Turčok granite: product of post-orogenic A-type magmatism?

New mineralogical, petrophysical and mostly geochemical data (zircon typology, accessories, magnetic susceptibility, trace elements and REE) show that the Turčok granite (Turčok - Štyri chotáre locality) displays pattern which strongly reminds the post-orogenic A-type granite related with Permian-Triassic (?) alkaline volcano-plutonic suites.

V oblasti styčnej zóny veporika a gemerika medzi Sirkom a Lubeníkom priamo na hrádocko-železníckej línií sú drobné izolované výskyty silne tektonicky porušených granitoidných hornín, ktoré literatúra označuje turčocká žula (obr. 1). Príslušnosť, vek ani geochemická charakteristika nie sú pre intenzívnu mylonitizáciu a zotretie primárnych štruktúr a textúr horniny doteraz uspokojivo vyriešené. Preto všetky predchádzajúce pokusy začleniť turčocký granit, založené na klasickom štúdiu výbrusového materiálu a hlavných prvkov, viedli k nejednoznačným záverom a prirovnávali ho zväčša k juhoveporským - kohútskym (Maheľ, 1954; Ončáková, 1954; J. Kamenický a L. Kamenický, 1955; Abonyi a Abonyiová, 1962), novšie ku gemerickým granitom (Varga, 1975; L. Kamenický, 1982).

Rádiometrické datovanie veku turčockej intrúzie dosiaľ chýba, ale na základe prítomnosti kontaktných rohovcov v okolitých strednokarbónskych peliticko-psamitických sedimentoch (Maheľ, 1951) sa predpokladal jej vrchnokarbónsky vek (J. Kamenický a L. Kamenický, l. c.). Iní autori však prítomnosť kontaktných rohovcov nepotvrdili, styk



Obr. 1. Lokalizácia turčockého granitu. 1 - turčocký granit, 2 - metapelity a metapsamity, lokálne metaryolitové tufy, metakarbonáty gelnickej skupiny gemerika (spodné paleozoikum), 3 - pieskovce a bridlice, lokálne vápence a metabazity gemerika (karbón), 4 - pieskovce veporika (karbón, perm), LML - lubenícko-margecianska línia, HŽL - hrádocko-železnícka línia. Upravené podľa geologickej mapy Spišsko-gemerského (Slovenského) rudohoria 1:50000 (Bajaník et al., 1984).

Fig. 1. Locality sketch map of Turčok granite. 1 - Turčok granite, 2 - metapelite and metapsamite, in places metarhyolite tuff, metacarbonate, Gelnica group (Lower Paleozoic) of the Gemeric unit, 3 - sandstone and slate, in places limestone and metabasite (Carboniferous), Gemeric unit, 4 - sandstone (Permian), Veporic unit, LML - Lubeník-Margecany line, HŽL - Hrádok-Železník line. Modified from the Geological map of the Spiš-Gemer Ore Mts., 1:50000 scale (Bajaník et al., 1984).

TAB. 1
Chemické analýzy turčockého granitu
Chemical composition of the Turčok granite

	1	2	3
SiO_2	72,43	75,32	75,11
TiO_2	0,50	0,30	0,21
Al_2O_3	13,54	10,56	12,40
Fe_2O_3	0,98	4,99	1,82
FeO	2,58	0,42	0,27
MnO	0,02	0,045	0,03
MgO	0,67	0,79	0,38
CaO	0,79	0,07	0,84
Na_2O	5,78	3,87	4,88
K_2O	0,99	1,68	2,56
P_2O_5	0,05	0,024	0,04
H_2O^+	-	0,11	1,16
H_2O^-	-	0,89	0,11
Suma	98,33	99,07	99,81
Qtz	18, 5		
Plg	34,5		
Ab	35,3		
Bt	10,5		
AM	1,4		

1 - biotitický granit zo Železníka spolu s planimetrickou analýzou (Ončáková, 1954), 2 - granitový mylonit - hrebeň Štyri chotáre pri Turčoku (J, Kamenický a L, Kamenický, 1955), 3 - biotitický granit - Štyri chotáre pri Turčoku (Cambel a Walzel, 1982), Qtz - kremeň, Plg - plagioklas (oligoklas), Ab - šachovnicovitý albit, Bt - biotit, AM - akcesorické minerály, Všetky údaje v %.

1 - biotite granite from Železník and planimetric data (Ončáková, 1964), 2 - granite milonite, Štyri chotáre crest near Turčok (J, Kamenický and L, Kamenický, 1955), 3 - biotite granite, Štyri chotáre near Turčok (Cambel and Walzel, 1982), Qtz - quartz, Plg - plagioclase (oligoclase), Ab - chessboard albite, Bt - biotite, AM - accessoric mineral, All data in %.

TAB. 2
Zastúpenie stopových prvkov a ich pomer v turčockom granite
Contents and ratios of trace elements in Turčok granite

B	5	Ni	5,5	V	< 5	La	54,25
Ba	170	Pb	< 3	W	5,6	Ce	138,5
Be	3,6	Rb	60,3	Y	57	Nd	91,0
Cr	~2,9	Sc	5,5	Zr	316	Sm	16,5
Cs	0,95	Sn	7,8			Eu	2,93
Cu	< 3	Sr	7			Tb	3,18
Ga	22	Ta	1,73			Yb	8,80
Hf	12,5	Th	11,7			Lu	1,35
Mo	~ 1	U	3,9				

K/Rb	229	Rb/Ba	0,35	A.I.	0,87	Zr/Hf	25,3
Rb/Sr	8,6	Ba/Sr	24,3	10 000 Ga/Al	3,35	Th/U	3,0

B, Ba, Be, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, V, Y a Zr stanovený kvantitatívnou spektrálnou analýzou (anal. Beličková, GÚ SAV Bratislava), Cs, Hf, Rb, REE, Ta, Th, U a W stanovené INAA (anal. P. Kotas, ČSUP Stráž pod Ralskem). Koncentrácie v ppm. Pozn.: INAA (Cambel a Petrík, nepublikované údaje), hodnoty Al, Na a K - in Cambel a Walzel (1982), I. A. = (Na + K)/ Al. Lok.: Štyri chotáre.

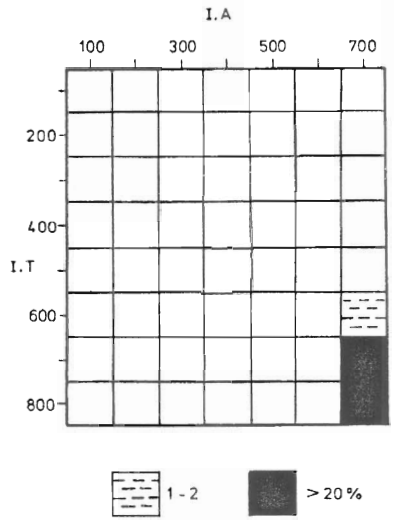
B, Ba, Be, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, V, Y and Zr analyzed by quantitative spectral analysis (Beličková, Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Bratislava), Cs, Hf, Rb, REE, Ta, Th, U and W analyzed by INAA (Kotas, Czechoslovak Uranium Industry, Stráž pod Ralskem). Concentrations in p.p.m. Note: INAA (Cambel and Petrík unpublished data), Al, Na and K values in Cambel and Walzel (1982), I.A. = (Na + K)/Al. Loc.: Štyri chotáre.

s karbónskymi hornínami pokladajú za tektonický a podľa toho by vek turčockého granitu mal byť spodnokarbónsky (Abonyi a Abonyiová, l. c.). Publikované geochemické údaje sa týkajú len hlavných prvkov (Ončáková, l. c., J. Kamenický a L. Kamenický, l. c., Cambel a Walzel, 1982), ktoré poukazujú na leukokratný charakter a zrejme subsolidovú alteráciu horniny, spätú najmä s intenzívnou albitizáciou, preukázanou mikroskopicky (tab. 1).

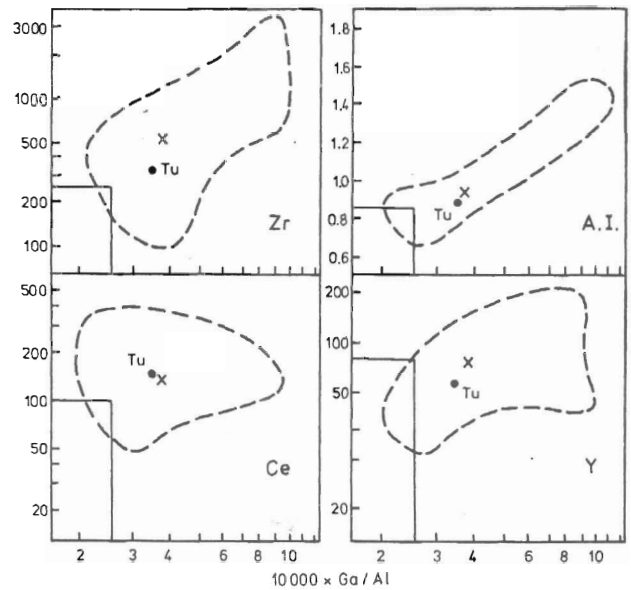
Nové mineralogické, petrofyzikálne, a najmä geochemické údaje, ktoré sme z turčockého granitu získali, však odhalili fakty zásadného petrogenetického významu.

Štúdium typológie zirkónu (obr. 2) poukazuje na kryštalizáciu z vysokotemperovanej (nad 850 °C) suchej a alkalickej magmy (Pupin, 1980). V typograme prakticky úplne dominujú typy P_5 a D, ktorých distribúcia dáva typologické ťažisko s extrémne vysokými parametrami (I.A = 700, I.T = 760). Podobný typologický obraz nemá nijaký doteraz zistený typ hercýnskeho orogénneho granitu v centrálnych Západných Karpatoch (Broska a Uher, 1991), podobajú sa mu však niektoré granity z externých zón, najmä z vrchov Velence v Maďarskom stredohorí (Gbelský a Határ, 1982) a z obliakov exotických granitov v kriedovom flyši pieninského bradlového pásma. Spomedzi hercýnskych kyslých magmatitov alpsko-mediteránnej oblasti dávajú analogickú zirkónovú typológiu aj permsko-triasové alkalické granity a ryolity západomediteránnej oblasti, najmä z Korziky (Pupin, 1976, 1988).

Asociácia akcesorických minerálov je síce čo do počtu fáz relatívne chudobná, ale s vysokým obsahom zirkónu, allanitu a magnetitu. Zastúpenie akcesorických minerálov v turčockom granite (v g/t) je takéto: zirkón 650, apatit +, rutil +, atanas +, allanit 2000, magnetit 3300, skoryl 150, pyrit 1000.Obsah zirkónu a allanitu bol vypočítaný na základe koncentrácie Zr, resp. REE v hornine (tab. 2), ostatné na základe skutočného množstva minerálu v ťažkej frakcii s použitím korekčných faktorov na straty (magnetit a pyrit = 2, skoryl = 5).



Obr. 2. Typologický diagram zirkónu z turčockého granitu. I.A - index alkalinity, resp. agpaicity, I.T - index teploty (ďalšie podrobnosti pozri in Pupin, 1980, 1988). Turčok-Štyri chotáre (identická so vzorkou č. 3 v tab. 1; Cambel a Walzel, 1982).
Fig. 2. Typological diagram of zircon from the Turčok granite. I.A - alkalinity or agpaicity index, I.T - temperature index (other details in Pupin, 1980, 1988). Turčok-Štyri chotáre locality (the same as sample No. 3, in Tab. 1; Cambel a Walzel, 1982).



Obr. 3. Diskriminačné diagramy 10 000 Ga/Al vs. Zr, Ce, Y a A.I. [A.I.= (Na + K)/Al]. Čiarkované pole - granity A-typu, krížik - priemerné hodnoty A-typu granitov, obdĺžnikové polia v ľavých dolných rohoch - granity S a I typu (upravené podľa Whalena et al., 1987). Tu - poloha turčockého granitu (lokalita Štyri chotáre).
Fig. 3. Discrimination plot 10 000 Ga/Al to Zr, Ce, Y and A.I. [A.I. = (Na+K)/Al]. Stripped field - A-type granite, rectangles in the left lower edges S- and I-type granite (modified from Whalen et al., 1987), Tu - Turčok granite (Štyri chotáre locality) .

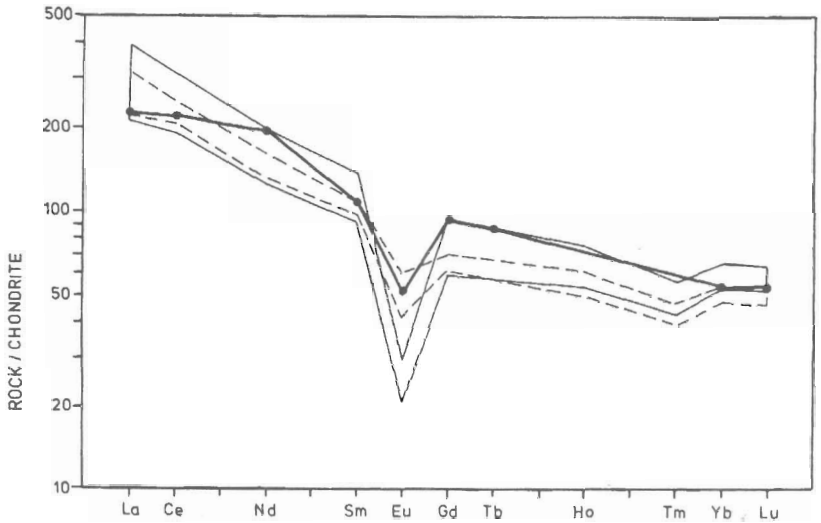
Lokalita Turčok - Štyri chotáre (identická so vzorkou č. 3 v tab. 1; Cambel a Walzel, 1982)

Spoločný výskyt týchto minerálov indikuje kryštalizáciu za relatívne vyššej teploty (allanitové granity, resp. allanitovo-magnetitová séria; Broska a Uher, 1991; Broska a Gregor, v tlači). Vysoký obsah magnetitu, ktorý sa odráža aj v mimoriadne výraznej magnetickej susceptibilite turčockého granitu (do 30 000 jednotiek SI - Gregor, 1990; Gregor et al., 1991), hovorí o zvýšenej fugacite kyslíka v kryštalizujúcej tavenine (magnetitová séria granitoidov; Ishihara, 1981).

Takisto distribúcia stopových prvkov (tab. 2) jasne poukazuje na špecifické črty turčockého granitu. Zvýšený obsah prvkov vzácnych zemín, Y, Zr, Zr, Hf a Ga kontrastuje s nízkymi hodnotami V, Ba, a najmä Sr, čo spolu s vysokými hodnotami SiO_2 a Na_2O a naopak nízkymi Al_2O_3, MgO a CaO indikuje analógiu s granitmi A-typu (Whalen et al., 1987). Nápadne podobné sú aj niektoré pomery indikačných prvkov, najmä 10 000.Ga/Al a (Na + K)/Al, ako aj pozícia v diskriminačných diagramoch (obr. 3, tab. 3). Aj priebeh normalizovanej krivky REE s vysokými hodnotami a pritom výraznou negatívnou Eu anomáliou je pre A-typy granitu typický (Collins et al., 1982; obr. 4).

Všetky uvedené fakty hovoria o samostatnom a netypickom charaktere turčockého granitu v rámci hercýnskych plutonitov Západných Karpát, pričom ho nemožno geneticky priraďovať ku granitoidom veporika ani gemerickým Sn-granitom. Zistené mineralogické, petrofyzikálne a geochemické vlastnosti silne pripomínajú niektoré postorogénne, resp. anorogénne granity A-typu, ktoré sa generovali vo viac-menej konsolidovaných blokoch kontinentálnej kôry v tenznom tektonickom prostredí.

V prípade turčockého granitu by mohla prichádzať do úvahy dočasná posthercýnska stabilizácia značnej časti dnešnej západokarpatskej oblasti v podmienkach hercýnskej molasy až kontinentálnej karbonátovej platformy (Rakús et al., 1990) v čase od stredného permu po vrchný trias, keď lokálne mohlo dochádzať k magmatickej aktivite na hlboko založených zlomových líniách. Práve pre permsko-triasové obdobie je charakteristická vulkanicko-plutonická aktivita alkalického charakteru v rozličných regiónoch hercýnsky čerstvo konsolidovanej Európy, ktorú možno chápať ako finálnu etapu tohto orogénneho cyklu s vývojom od orogénneho vápenato-alkalického po postorogénny až ranoanorogén-



Obr. 4. Priebeh kriviek prvkov vzácnych zemín, chondriticky normalizované podľa Evensena et al. (1978) v granitoch A-typu JV Austrálie (tenká plná čiara - Mumbulla suita, tenká prerušovaná čiara - Gabo suita; Collins et al., 1982) v porovnaní s turčockým granitom, lokalita Štyri chotáre (hrubá plná čiara).

Fig. 4. Distributions of REE contents normalized to chondrite composition according to Evensen et al. (1978) in A-type granites from SE Australia (thin continuous line - Mumbulla suite, thin broken line - Gabo suite, Collins et al., 1982) compared with the Turčok granite, Štyri chotáre locality (full continuous line).

ny alkalický až hyperalkalický magmatizmus (Bonin, 1990).

Aj v oblasti Západných Karpát sa tak vynára otázka možnej prítomnosti záverečnej fázy hercýnskeho postorogénneho magmatizmu s charakterom blízkym A-typu, pravdepodobne permsko-triasového veku.

Poďakovanie. Autori ďakujú prof. B. Cambelovi a dr. I. Petríkovi (GÚ SAV Bratislava) za poskytnutie niektorých nepublikovaných analýz a dr. I. Petríkovi ako aj dr. I. Broskovi (GÚ SAV) za kritické posúdenie článku. Prácu financoval grant GA 118.

Literatúra

Abonyi, A. & Abonyiová, M. 1962: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. Geol. Práce, Zpr., 24, 71 - 95.

Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Reichwalder, R., Pristaš, J., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A. 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria - východná časť, 1:50 000. GÚDŠ Bratislava.

Bonin, B. 1990: From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. Geol. J., 25, 261 - 270.

Broska, I. & Gregor, T. 1992: Allanite-magnetite and monazite-ilmenite granitoid series in Tribeč Mts. In: J. Vozár (Ed.): Newslett. - IGCP 276.

Broska, I. & Uher, P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 271 - 277.*

Cambel, B. & Walzel, E. 1982: Chemical analyses of granitoids of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 573 - 600.*

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 south-eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrology, 80, 189 .*

Evensen, N. M., Hamilton, P. J. & O´Nions, R. K. 1978: Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta, 42, 1199 - 1212.*

Gbelský, J. & Határ, J. 1982: Zircon from some granitoid rocks of the Velence and Mecsek mountains (Hungary). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 343 - 361.*

Gregor, T. 1990: Magnetite and ilmenite series of the Western Carpathian granitoids. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 443 - 451.*

Gregor, T., Hraško, Ľ. & Gožik, A. P. 1991: Turčocký granit - petrofyzikálne anomálny typ v styčnej zóne gemerika a veporika. *In: Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v petrofyzike a geológii. BÚ SAV Košice, 68 - 70.*

Ishihara, S. 1981: The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol., 75, 458 - 484.*

Kamenický, J. & Kamenický, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 41, 5 - 73.*

Kamenický, L. 1982: Distribution of ZK samples in granitoid plutons and massifs of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 545 - 567.*

Maheľ, M. 1951: Geologické pomery okolia Železníka so zreteľom k železorudným ložiskám. *Manuskript - Geofond Bratislava, 1 - 64.*

Maheľ, M. 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 146 - 183.*

Ončáková, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. *Geol. Práce, Zoš., 39, 3 - 53.*

Pupin, J. P. 1976: Signification des caractéres morphologiques du zircon commun des roches en petrologie. Base de la methode typologique. Applications. *Thése de Doct. es-Sci., Univ. Nice, 1.*

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

Pupin, J. P. 1988: Granites as indicators in paleodynamics. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 43, 237 - 262.*

Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. & Jablonský, J. 1990: Paleogeographic Development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. *In: M. Rakús, J. Dercourt and A. E. M. Nairn (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys, Vol. III, Pt. 1. Mém. Soc. géol. France, Nouvelle Série No. 154, 39 - 62.*

Varga, I. 1975: Petrochemická a petrometalogenetická charakteristika gemeridných žúl. *Mineralia slov., 7, 35 - 52.*

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

Mineralia slovaca, 24 (1992), 305 - 311

Využitie metód atómovej spektroskopie na stanovovanie vedľajších a stopových prvkov v pôde

JÁN MEDVEĎ[1], VLADIMÍR STREŠKO[1], JANA KUBOVÁ[1], JOZEFÍNA POLAKOVIČOVÁ[1] a JÁN ČURLÍK[2]

[1]Geologický ústav PRIF. UK, Mlynská dolina - G, 842 15 Bratislava
[2]Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Gagarinova 10, 821 03 Bratislava

(Doručené 5. 2. 1992, revidovaná verzia doručená 20. 2. 1992)

Evaluation of the methods of atomic spectroscopy for the determination of minor and trace elements in soil

Three methods of atomic spectroscopy for the determination of minor and trace elements in sample of soils were described and evaluated.

A method of optical emission spectroscopy (OES) with D. C. arc as the source was used for the analysis of solid samples. Samples of soils were mixed with carbon powder and lithium carbonate (3:6:1) and evaporated from carbon electrodes. The elements Ag, B, Be, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, Sn, V and Zr were determined by this method.

For the determination of elements by AAS the samples were completely dissolved using acid digestion procedure (HF, HNO_3) in PTFE containers. These solutions were used for the analysis of Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn by atomic absorption spectrometry (AAS) and for Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, V, Zn and Zr by inductively coupled argon plasma atomic emission spectrometry (AES-ICP).

Arsenic and mercury were analysed using separately techniques: As with hydride technique from special prepared solutions and Hg were analysed from solid samples with technique of electrothermal evaporation in oxygen and preconcentration on amalgamator.

The precision of the methods was expressed as the percent relative standard deviation. This was a measure of the repeatability of replicate measurements for the individual determinations.

The accuracy was tested using certified standard materials.

Úvod

Rastúce znečisťovanie pôdy rozličného druhu antropogénnou činnosťou vyžaduje, aby sa pravidelne sledoval obsah viacerých anorganických a organických zložiek v nej. Z anorganických prvkov sa pozornosť sústreďuje hlavne na toxické prvky, ale dôležité informácie poskytuje aj rad ďalších prvkov, ktoré sa akumulujú z pôdy vo vyššej koncentrácii v rozličných druhoch rastlín, a tak negatívne vplývajú na ľudský organizmus. Preto počet sledovaných prvkov v pôde stále rastie, pričom sa veľký dôraz kladie na presnosť, správnosť a dôkazuschopnosť výsledkov zisťovaných chemickoanalytickými metódami. V súčasnosti sa na tento účel najčastejšie používajú metódy atómovej spektroskopie. Stanoviť celú škálu prvkov pri dodržaní požadovaných základných parametrov nemožno jednou analytickou metódou, resp. jedným analytickým postupom. Preto sa i napriek zvýšeniu ekonomických parametrov využívajú kombinácie metód s cieľom stanoviť okrem hlavných a vedľajších aj stopové prvky.

Väčšina pôvodných prác zvyčajne využívala iba jednu analytickú metódu, resp. jeden analytický postup, čo umožňovalo získať údaje iba o obmedzenom počte prvkov v pomerne úzkom koncentračnom rozmedzí. Napr. Nicholson (1977) za použitia atómovej absorpčnej spektrometrie (AAS) s termickou atomizáciou pevných vzoriek sledoval v pôde iba jeden prvok - ortuť. Huffman et al. (1976) stanovovali šesť vybraných prvkov vyskytujúcich sa v pôde v stopovom (Li, Zn, Cd, Hg), ale aj vo vysokom obsahu (Mg, Na). Na tento účel sa takisto použila iba jedna metóda, a to AAS s plameňovou atomizáciou. Oveľa väčší počet prvkov v pôde, ale aj horninách a popole z rastlín sa študoval metódou optickej emisnej spektroskopie (OES) v oblúku v práci Neumana (1976). Išlo o 15 prvkov vyskytujúcich sa v nízkej koncentrácii.

S postupným zavádzaním nových atomizačných techník, ako je indukčne viazaná plazma v atómovej emisnej spektrometrii (AES - ICP), hydridový systém a bezplameňová technika atomizácie v atómovej absorpčnej spektroskopii, sa rozširuje počet sledovaných prvkov v pôde pri využívaní viacerých

TAB. 1
Obsah študovaných prvkov v pôde, použité analytické metódy a hranica stanoviteľnosti prvkov
Typical concentrations of studied elements in soil, used analytical methods and limit of determination elements

Prvky	Klarkový obsah prvkov v pôde (ppm) Vinogradov (1962)	Metódy	Hranice stanoviteľnosti prvkov (ppm)
Ag	0,1	OES	0,1
		AES-ICP	2
As	5	AAS-H	0,1
B	10	OES	10
		AES-ICP	20
Ba	500	OES	3
		AES-ICP	1
Be	6	OES	1
		AES-ICP	1
Cd	0,5	AAS	1
Co	10	OES	3
		AAS	6
		AES-ICP	1
Cr	200	OES	3
		AAS	4
		AES-ICP	1
Cu	20	OES	1
		AAS	10
		AES-ICP	1
Ga	-	OES	3
		AES-ICP	4
Hg	0,01	AAS-ETA	0,02
Ni	40	OES	3
		AAS	4
		AES-ICP	2
Pb	10	OES	3
		AAS	20
Sn	10	OES	3
		AES-ICP	4
Sr	300	OES	3
		AAS	5
		AES-ICP	2
V	100	OES	3
		AES-ICP	2
Zn	50	AAS	1
		AES-ICP	4
Zr	300	OES	10
		AES-ICP	5

OES - optická emisná spektroskopia, AES-ICP - atómová emisná spektroskopia s indukčne viazanou plazmou, AAS - atómová absorpčná spektrometria, AAS-H - AAS s hydridovou technikou, AAS-ETA - AAS s elektrotermickou atomizáciou.
OES - optical emission spectroscopy, AES-ICP - atomic emission spectrometry with inductively coupled plasma, AAS - atomic absorption spectrometry, AAS-H - AAS with hydride technique, AAS-ETA - AAS with electrothermal atomisation.

pracovných postupov (Bakhtar et al., 1988; Baucells et al., 1985; Gough et al., 1988; Huth, 1989; Vos et al., 1980). Takmer každý z takýchto postupov si vyžaduje rozdielnu úpravu pôvodnej vzorky, a to buď jej uvedením do roztoku za použitia rôznych spôsobov rozkladu (Bettineli et al., 1989; Hewitt et al., 1990; Papp et al., 1987; Rantala et al., 1989), alebo pri prvkoch vyskytujúcich sa pod hranicou stanoviteľnosti použitej analytickej metódy vhodný prekoncentračný postup (Baucells et al., 1985; Nieuwenhiuze et al., 1991; Thomson, 1985).

Na základe našich skúseností (Medveď, 1990), ako aj údajov Baedeckera (1987) vybrané metódy atómovej spektroskopie umožňujú dosiahnuť požadovanú hranicu stanoviteľnosti sledovaných prvkov, takže na získanie spoľahlivých údajov ich obsahu sa nemusí použiť prekoncentračný postup. Z tab. 1 vyplýva, že hranica stanoviteľnosti prvkov (až na Ag, B, Cd a Hg, ktorých hodnoty obsahu sú na hranici stanoviteľnosti) je niekoľkonásobne nižšia ako ich klarkový obsah udávaný pre pôdu (Vinogradov, 1962).

V tejto práci sa zameriavame na väčší počet vedľajších aj stopových prvkov vyskytujúcich sa v pôde. Použili sme na to viaceré analytické postupy a hodnotili sme možnosť ich využitia na stanovovanie sledovaných prvkov.

Experimentálna časť

Vzorky pôdy odobrané z roličných pôdnych horizontov sa nechali 3 dni vysušiť pri teplote 28 - 30 °C. Vysušené vzorky boli preosiate a frakcie pod 0,2 mm homogenizované v achátovom mlyne.

Takto pripravené vzorky v prípade stanovovania prvkov metódou OES bolo nevyhnutné ešte upravovať žíhaním, pretože pôda obsahuje premenlivé množstvo organických materiálov a rôzne viazanej vody. Na základe údajov Čurlíka et al. (1988), Gougha et al. (1988) a Medveďa et al. (1991) sa určila optimálna teplota žíhania 650 °C počas 2 hodín.

Vzhľadom na variabilný obsah hlavných zložiek v rozličných typoch pôdy treba na potlačenie vplyvu

TAB. 2
Chemické zloženie matrice pôd
Chemical composition of the soil matrix

Zložka	Obsah v %	Vážené
SiO_2	59,00	SiO_2
Al_2O_3	12,00	Al_2O_3
Fe_2O_3	4,50	Fe_2O_3
MgO	6,00	MgO
CaO	11,50	$CaCO_3$
Na_2O	2,00	Na_2CO_3
K_2O	5,00	K_2CO_3
Σ	100,00	

TAB. 3
Pracovné podmienky OES
Working conditions of OES

Stanovované prvky	Ag, B, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, Sn, Sr, V, Zr
Spektrograf	PGS 2, jednoduchý prechod m = 1
Mriežka	651 vrypov / mm
Spektrálny rozsah	210 - 390 nm a 330 - 500 nm
Druh zobrazenia	trojšošovkové s medzizobrazením
Medziclona	3,2 mm
Štrbina	0.018 mm
Elektródový materiál	grafit, Elektrokarbon Topoľčany
Nosná elektróda	SU 219
Protielektróda	SG 359
Medzielektródová vzdialenosť	3 mm
Pomer riedenia	vzorka:grafit:Li_2CO_3 = 3:6:1
Druh emulzie	ORWO WU 3
Vývojka	ORWO R 09 (1:20), 5 min. 20 °C
Druh budenia	oblúk jednosmerného prúdu, anodická polarizácia nosnej elektródy
Budiaci zdroj	UBI 2
Intenzita prúdu	6 A
Expozičný čas	90 s
Mikrodenzitometer	MD 100
Vlnové dĺžky použitých analytických čiar (nm)	Ag 328,06, B 249,77, Ba 233,52, Be 234,86, Co 345,35, Cr 425,43, Cu 324,75, Ga 294,72, Ni 341,47, Pb 283,30, Sn 317,50, Sr 460,73, V 318,39, Zr 343,82
Vlnové dĺžky použitých porovnávacích čiar (nm)	Ge 265,11, Pd 311,40, Eu 466,19

TAB. 4
Pracovné podmienky AAS
Working conditions of AAS

Stanovované prvky z roztoku	Cd, Co, Cr, Ni,Pb, Sr, Zn - acetylén-vzduchový plameň, As - hydridová technika
Spektrometer	atómový absorpčný spektrometer Perkin-Elmer (USA), model 380
Zdroje žiarenia	EDL - Cd, Pb, Zn, As HCL - Co, Cr, Cu, Ni, Sr
Monochromátor	mriežkový systém Littrow
Rozsah vlnových dĺžok	190 - 870 nm
Fotometer	dvojlúčový
Deutériový korektor pozadia bol použitý pri prvkoch	Cd, Co, Ni, Pb, Zn
Horák	jednoštrbinový 10 cm
Prívod vzorky do plameňa	6,0 ml . min^{-1} pneumatickým rozprašovačom
Merané vlnové dĺžky rezonančných čiar (nm)	As 193,7, Cd 228,8, Co 240,7, Cr 357,9, Cu 324,8, Ni 232,0, Pb 283,3, Sr 460,7, Zn 213,9
Stanovenie Hg z pevnej vzorky	TMA spektrometer model 254 (ČSFR)

zloženia matrice na analytické výsledky, ako aj stabilizovanie teploty výboja vzorky pôdy riediť grafitovým práškom SU-602 a spektrochemickou prímesou Li_2CO_3 v pomere 3:6:1. V súlade s doterajšími skúsenosťami sa pri analyzovaných prvkoch požili vnútorné porovnávacie prvky, a to Ge, Pd a Eu.

Analyzované vzorky pôdy v prevažnej miere predstavovali typické karbonátové čiernice. Preto sa syntetická matrica pripravila na základe údajov o priemernom chemickom zložení hlavných zložiek uvedeného typu pôdy. Jej zloženie uvádza tab. 2.

Pri použití takto pripravenej matrice sa pridaním vhodných spektrálne čistých zlúčenín stanovovaných prvkov fy Johnson - Matthey a príslušným riedením získala sada analytických kalibračných štandardov s obsahom jednotlivých prvkov od 1 % meniacim sa vždy o faktor $\sqrt{0,1}$ = 0,316 až po obsah 0,000316 %.

Na základe priebehu normovaných vyparovacích vzťahových kriviek (Plško, 1976) sa sledovala vhodnosť použitých spektrochemických prímesí (grafitový prášok a Li_2CO_3) na priebeh intenzít dvojíc spektrálnych čiar analytického a porovnávacieho prvku. Zistilo sa, že použité spektrochemické prímesi, ako aj zvolené riedenie zabezpečujú v prevažnej miere ich rovnomerné odparovanie, pričom bolo možno určiť aj optimálny čas expozície 90 s.

Spektrá pôdnych vzoriek, syntetických kalibračných štandardov a štandardných referenčných materiálov sa snímali a merali za podmienok opísaných v tab. 3.

Analytické kalibračné krivky sa zostrojovali v súradniciach Δ Y oproti log C. Kalibračné štandardy a štandardné referenčné materiály sa snímali trikrát a vzorky pôdy dvakrát. Zo získaných výsledkov sa bral geometrický stred.

V prípade stanovovania prvkov metódou AAS a AES-ICP bolo treba vzorky previesť do roztoku. Rozklad sa vykonáva takto: K 1g vzorky v platinovej alebo polytetrafluoretylénovej miske sa pridá 15 ml HNO_3, 1 ml $HClO_4$ a 10 ml HF. Zmes sa digeruje a odparí do sucha na vodnom kúpeli. Obsah sa prevedie do 250 ml kadičky, pridá sa 5 ml HNO_3 a roztok sa opäť odparí do sucha. Tento postup sa zopakuje ešte raz. Obsah sa digeruje do úplného rozpustenia v 5 ml HNO_3 a redestilovanej vode. Potom sa vzorka prevedie do 100 ml odmernej banky a doplní po značku redestilovanou vodou. Tým istým postupom sa pripravuje aj slepý pokus.

TAB. 5
Pracovné podmienky AES-ICP
Working conditions of AES-ICP

Stanovované prvky	Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, V, Zn, Zr
Spektrometer	PLASMAKON S 35 (KONTRON SRN)
Typ	počítačom riadený, sequenčný
Monochromátor	Czerny-Turner, F = 0,6 m
Mriežka	2400 čiar/mm, interferometrická
Plazma	Ar/Ar, výkon 1.5 kW, frekvencia 27.12 MHz
Prietoky plynov	nosný plyn 1,0 l/min.
	plazmový plyn 0,7 l/min.
	chladiaci plyn 14,5 l/min.
Prietok vzorky	1 ml/min. cez peristaltické čerpadlo
Prívod vzorky	koncentrický sklenený Meinhardový nebulizér typ B
Vlnové dĺžky meraných čiar (nm)	Ba 455,40, Co 228,62, Cr 267,72, Cu 324,75, Ni 231,60, Pb 220,35, Sr 407,77, V 292,40, Zn 213,86, Zr 343,82

Stanovenie prvkov metódou AAS sa vykonalo za podmienok uvedených v tab. 4.

Pri stanovovaní prvkov AES-ICP sa venovala veľká pozornosť dvom dôležitým faktorom ovplyvňujúcim analytický signál, a to prietoku nosného plynu a výške pozorovania signálu. Vhodné experimentálne podmienky sa študovali s cieľom dosiahnuť maximálnu hodnotu pomeru intenzity signálu k hodnote intenzity pozadia pri danej výške pozorovania. Podobne aj spektrálne čiary boli zvolené vzhľadom na možnosť dosiahnuť čo možno najlepšiu hranicu stanoviteľnosti, ako aj možné interferencie. V tab. 5 sú opísané pracovné podmienky použité pri AES-ICP stanovovaní prvkov v pôde.

Výsledky a diskusia

Spoľahlivosť analytických výsledkov získaných istým analytickým postupom možno hodnotiť z hľadiska ich presnosti a správnosti.

Najvhodnejšou mierou na hodnotenie presnosti je odhad štandardnej odchýlky, ktorú možno zistiť z výsledkov opakovaných meraní tej istej vzorky alebo z výsledkov paralelných meraní bežných prevádzkových vzoriek spôsobom opísaným v práci Plšku (1973).

V prípade OES sa presnosť stanovenia (vyjadrená relatívnou štandardnou odchýlkou s_r) jednotlivých prvkov vypočítala z výsledkov paralelných meraní vykonaných na 30 vzorkách pôdy.

Pri AAS a AES-ICP sa presnosť stanovenia (s_r) počítala z výsledkov 10 opakovaných meraní jednej vzorky.

Vypočítané relatívne štandardné odchýlky stanovenia prvkov pri všetkých použitých analytických metódach uvádza tab. 6.

Z tab. 6 vyplýva, že presnosť stanovenia s_r sle-

TAB. 6
Koncentračné rozpätie a presnosť stanovenia prvkov v pôde
Concentration range and precision of determination of elements in soils

Prvky	Δ C	Metódy	S_r(%)	Prvky	Δ C(ppm)	Metódy	S_r(%)
Ag	0,15 - 6,7	OES	14,1	Hg	0,016 - 3,0	AAS-ETA	8,5
As	5,9 - 30,2	AAS-H	9,4	Ni	20,8 - 159	OES	8,3
B	12 - 91	OES	7,5			AAS	2,0
Ba	135 - 430	OES	5,3			AES-ICP	2,1
		AES-ICP	1,2	Pb	14,6 - 4,5	OES	7,9
Be	1,0 - 3,6	OES	5,5			AAS	4,1
Cd	1,1 - 2,9	AAS	5,4			AES-ICP	2,1
		AES-ICP	6,0	Sn	2,7 - 8,9	OES	9,5
Co	8,0 - 14	OES	4,2	Sr	17,4 - 399	OES	5,7
		AAS	3,4			AAS	2,7
		AES-ICP	1,0			AES-ICP	1,0
Cr	27 - 78	OES	5,5	V	39 - 104	OES	4,1
		AAS	0,9			AES-ICP	1,5
		AES-ICP	2,5	Zn	47 - 179	AAS	1,8
Cu	13,4 - 54	OES	13,7			AES-ICP	1,1
		AAS	0,8	Zr	132 - 430	OES	21,0
		AES-ICP	1,2			AES-ICP	2,0
Ga	7,9 - 20	OES	3,9				

Δ C - koncentračné rozpätie, v ktorom sa nachádzal obsah prvkov v analyzovaných vzorkách pôdy, S_r - relatívna štandardná odchýlka.
Δ C - concentration range of elements in analysed samples, S_r - relative standard deviation .

TAB. 7
Výsledky kontrolných analýz štandardných referenčných materiálov
Results of control analyses of the standard reference samples

SRM	Metódy	Obsah prvkov (ppm)																
		Ag	As	B	Ba	Be	Cd	Co	Cr	Cu	Ga	Hg	Ni	Pb	Sn	Sr	V	Zn	Zr
TB	OES	0,43	-	75	875	2,8	-	13,5	84	52	24	-	37,5	6	4	159	90	-	196
ZGI	AES-ICP	-	-	-	728	-	-	17	87	52	-	-	38	7,5	-	148	107	110	-
	AAS	-	14,2	-	-	-	-	16,2	101	50	-	0,047	44	10,8	-	155	-	103	-
	A.H.	0,60	10,5	90	780	4,1	-	14	82	49	25	0,060	40	8	6	166	107	94	180
SGR-1	OES	0,3	-	30,4	154	1,0	-	10,1	24,4	67	7,1	-	24	46	2,4	375	130	-	79
USGS	AES-ICP	-	-	-	290	-	-	12,5	33	65	-	-	34	41	-	43	125	94	44
	AAS	-	-	-	-	-	0,8	14	40	87	-	0,312	33	51	-	410	-	96	-
	A.H.	-	-	54	290	1,1	0,93	11,8	30	66	11	0,313	29	38	1,9	420	128	81	53
SO-1	OES	0,1	-	13,5	780	2,5	-	26	175	65	19,3	-	94	12,5	3,3	342	121	-	142
CCRMP	AES-ICP	-	-	-	900	-	-	28,8	160	61	-	-	94	21	-	300	140	148	61
	AAS	-	-	-	-	-	0,1	30,6	162	59	-	0,029	92	17	-	315	-	137	-
	A.H.	0,1	-	19	870	1,98	0,23	29	170	61	24,1	0,021	92	20	2,6	331	133	144	84

SRM - štandardné referenčné materiály, TB ZGI - ílová bridlica (Zentrales Geologisches Institut, Berlin), SGR-1 USGS - bridlica (U. S. Geological Survey, Washington D. C.), SO-1 CCRMP - pôda (Canadian Certified Reference Materials Project), A. H. - atestované hodnoty podľa Govindaraju (1989).
SRM - standard reference samples, TB ZGI - clay slate (Zentrales Geologisches Institut, Berlin), SGR-1 USGS - slate (U. S. Geological Survey, Washington D. C.), SO-1 CCRMP - soil (Canadian Certified Reference Materials Project), A. H. - recommended values Govindaraju (1989).

dovaných prvkov metódou AAS a AES-ICP je všeobecne lepšia ako pri OES. Je to dané najmä stabilnejšími zdrojmi budenia spektier. Horšie hodnoty presnosti Ag, Cu a Zr pri OES oproti AAS a AES-ICP spôsobuje pravdepodobne ich nehomogénne rozloženie v analyzovaných vzorkách a použitie menšej navážky vzorky. Okrem toho sa v tab. 6 uvádzajú aj koncentračné rozpätia, v ktorých sa obsah jednotlivých prvkov v študovaných vzorkách pôdy nachádza.

Správnosť analytických výsledkov sa kontrolovala analýzou štandardných referenčných materiálov TB ZGI (ílová bridlica), SGR-1 USGS (bridlica) a SO-1 CCRMP (pôda) za použitia všetkých uvedených analytických metód. Obsah, ktorý sme zistili (tab. 7), sa v prevažnej miere dobre zhoduje s atestovaným obsahom prvkov uvedených v práci Govindaraju (1989).

Rozdiely, ktoré sa zistili medzi obsahom Ba a Zr stanovenými metódou OES a AES-ICP, ako aj atestovanými hodnotami, môžu spôsobiť ich nehomogénne zastúpenie vo vzorkách, hmotnosť navážky, budenie, rozklad vzoriek a pod.

Záver

Celkovo chemicky charakterizovať vzorky pôdy nemožno pri dodržaní dostatočnej presnosti, správnosti, a najmä hranice stanoviteľnosti jednou analytickou metódou.

Preto sa na stanovenie požadovaných vedľajších a stopových prvkov v pôde obsiahnutých v koncentračných rozpätiach (tab. 6) použila kombinácia metód atómovej spektroskopie.

Na základe hodnotenia presnosti a správnosti možno konštatovať, že použité metódy pri dostatočnej hranici stanoviteľnosti poskytujú spoľahlivé analytické výsledky vhodné na ďalší pedologický, resp. environmentálny výskum.

Literatúra

Baedecker, F. A. 1987: Methods for Geochemical Analysis. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1770, 1 - 3.*

Bakhtar, D., Bradford, G. R. & Lund, L. J. 1989: Dissolution of Soils and Geological Materials for Simultaneous Elemental Analysis by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry and Atomic Absorption Spectrometry. *Analyst, 114, 901 - 909.*

Baucells, M., Lacort, G. & Roura, M. 1985: Determination of Cadmium and Molybdenum in soil Extracts by Graphite Furnace Atomic Absorption and Inductively Coupled Plasma Spectrometry. *Analyst, 110, 1423 - 1429.*

Bettinelli, M., Baroni, U. & Pastorelli, N. 1988: Microwave oven sample dissolution for the analysis of environmental and biological materials. *Anal. Chim. Acta, 225, 159 - 174.*

Čurlík, J. & Medveď, J. 1988: Basalt weathering in the area of the Cerová vrchovina highlands - geochemical aspects. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 2, 213 - 239.*

Govindaraju, K. 1989: Compilation of working values and samples description for 272 geostandards. *Geostandards Newsletter, 13, 1*

Gough, L. P., Severson, R. C. & Shacklette, H. T. 1988: Element

Concentrations in Soils and other Surficial Materials of Alaska. *U. S. Geol. Surv. profess. Pap., 1458, 53.*

Hewitt, A. D. & Reynolds, C. M. 1990: Dissolution of Metals from Soils and Sediments with a Microwave - Nitric Acid Digestion Technique. *Atomic Spectroscopy, 11, 5, 187 - 192.*

Huffman, C. & Dinnin, J. I. 1976: Analysis of rocks and soils by atomic absorption spectrometry and other methods, in Miesch, A. T., Geochemical survey of Missouri - Methods of sampling laboratory analysis and statistical reduction of data. *U. S. Geol. Surv. profess. Pap., 594 - A, A12 - A14.*

Huth, A. 1989: Das Grundgebirge in Süd - Ägypten - strukturelle Entwicklung und Bodenbildung unter vollariden Bedingungen. *FU TFH TU Berlin, A 107, 132.*

Medveď, J. 1990: Súčasný stav metód chemickej analýzy silikátových hornín. *Mineralia slov., 22, 367 - 375.*

Medveď, J., Plško, E., Martiny, E. & Šucha, V. 1991: Spektrochemické stanovenie vedľajších a stopových prvkov v ílových mineráloch. *Mineralia slov., 23, 355 - 360.*

Neuman, H. G. 1976: Analysis of rocks, soils and plant ashes by emission spectroscopy, in Miesch, A. T., Geochemical survey of Missouri - Methods of sampling, laboratory analysis and statistical reduction of data. *U. S. Geol. Surv. profess. Pap., 594-A, A14.*

Nieuwenhiuze, J., Poley-Vos, C., Akker, A. H. & Delft, W. 1991: Comparison of Microwave and Conventional Extraction Techniques for the Determination of Metals in Soil, Sediment and Sludge Sampless by Atomic Spectroscopy. *Analyst, 116, 347 - 351.*

Nicholson, R. A. 1977: Rapid - Termal decomposition Technique for the Atomic Absorption Determination of Mercury in Rocks, Soils and Sediments. *Analyst, 102, 399 - 403.*

Papp, S. E. & Fischer, L. B. 1987: Application of Microwave Digestion to the Analysis of Peat. *Analyst, 112, 337 - 338.*

Piško, E. 1973: Szinképelemzési modszerek statistikus paramétereinek meghatározása üzemi minták alapján. *MTA kémiai közlemények. 39, 351 - 361.*

Piško, E. 1976: Les propriétés spectrochimiques de certaines sources lumineuses. *Pure appl. Chem., 48, 69 - 75.*

Rantala, R. T.& Loring, D. H. 1989: Teflon bomb decomposition of silicate materials in a microwave oven. *Anal. Chim. Acta, 220, 263*

Thompson, M. 1985: Rapid Determination of Molybdenum in soils, Sediments and Rocks by Solvent Extraction with Inductively Coupled Plasma Atomic-emission Spectrometry. *Analyst, 110, 229 - 235.*

Vinogradov, A. P. 1962: Sredneje soderžanije chimičeskich elementov v glavnych tipach izveržennych gornych porod zemnoj kory. *Geochimija (Moskva), 7, 555 - 571.*

Vos, W. & Viaene, W. 1980: Geochemical Study of Soils and Metallogenetic Implications at Hiendelaencina, Guadalajara, Spain. *Mineral. Deposita, 15, 87 - 99.*

Evaluation of the methods of atomic spectroscopy for the determination of minor and trace elements in soil

In the last years the increasing pollution of waters due to anthropogenous activity requires regular watching of the contents both of inorganic and organic components. The attention is focused, as to inorganic elements, on toxic elements, but the other elements, which can be accumulated from soil by plants and influence the human organism negativelly by food chain, can give important information. This is the reason why the number of elements watched in soil is continually increased, while the emphasis is put on the reliability of results of used analytical methods. It is possible to use with advantage combination of several analytical methods for the analysis of the whole scale of elements (major, minor and trace elements), mainly atomic spectroscopy as for example OES, AES-ICP, AAS with flame atomization and other atomization techniques (hydride system, technique without flame ec.). Almost each of these techniques requires different preparation of the original sample, i. e. by putting into the solution using different methods of resolution or suitable concentration method for elements below the analytical limit of used analytical method.

We have aimed in our work at the analysis of relatively wide scale of elements, which are present in soils.

Elements Ag, B, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, Sn, Sr, V and Zr were analysed using OES. Spectra were obtained by the excitation of solid samples mixed with graphite powder and spectrochemical admixture of Li_2CO_3 in ratio of 3:6:1. They were recorded on grid spectrometer PGS 2 using DC arc with intensity of 6 A during 90 seconds.

AAS method has been used for the determination of As, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, Sr and Zn. Absorbtion signals of As has been obtained by hydride technique after dissolution of the sample. Hg was determined from solid sample after thermal evaporation in oxygen flow and its concentration in amalgamator. The other elements were determined after total dissolution of the sample by atomization in acetylene - air flame.

In the same solution Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, V, Zn and Zr by AES-ICP method using excitation in argon plasma.

The total dissolution of soil samples has been performed by mixture of HNO_3, $HClO_4$ and HF acids. Dissolved samples were given into 100 ml measuring jugs and filled up to the mark by destilled water.

Basic parameters (precision, accuracy and detection limit) were observed at all used analytical methods. It has been ascertained by the evaluation of the accuracy of element determination (expressed in relative standard deviation s_r) that better results were achieved by AAS and AES-ICP methods than by the OES method.

The reliability of analytic results was checked by the analysis of standards TB ZGI (clay shale), SGR-1 USGS (shale) and SO-1 CCRMP (soil) using all the

above described methods. Obtained results are in good correspondence with attested contents given in the work by Govindaraja (1989).

Differences, which were ascertained between contents of Ba and Zr determined by OES and AES-ICP methods and attested values are probably cused by their inhomogenous occurence in samples, by weight of sam-ples, excitation, dissolution of samples and so on.

Acceptable limit of determination of investigated elements in soils has been achieved by the combination of described methods of atomic spectroscopy.

On the basis of the evaluation of accuracy reliability and sensitivity, it is possible to state that used methods give reliable analytical results suitable for pedological and environmental research.

AKTIVITA SGS

Seminár Nové poznatky získané pri prieskume ložísk uhľovodíkov v ČSFR

Seminár sa konal 30. apríla 1992 v Bratislave. Zorganizovala ho odborná skupina ložiskovej geológie pri ÚV SGS a katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Bol zameraný na otázky vyhľadávania a prieskumu ložísk uhľovodíkov v Západných Karpatoch. Seminár pripravil a viedol prof. Ing. František Čech, DrSc., z katedry ložiskovej geológie PvF UK. Na seminári odznelo 7 referátov.

J. Franců, D. Vass, J. Milička, M. Pereszlényi a P. Müller: **Predpoveď tepelnej zrelosti kerogénu vo viedenskej, východoslovenskej a podunajskej panve**

Východoslovenská, podunajská a viedenská panva sú neogénne depresie, ktorých vznik bol spätý so záverečnými fázami formovania oblúka Západných Karpát. Všetky tri panvy majú rad podobných znakov, ale odlišné geotermické podmienky. V súčasnej etape geochemického výskumu sa porovnávajú materské vlastnosti neogénnych sedimentov týchto panví z hľadiska látkových predpokladov, ako aj miery diagenetických a katagenetických podmienok tvorby ropy a plynu.

Pyrolýzou Rock-Eval sa zistilo, že všetky neogénne sedimenty obsahujú podobný, prevažne humusový typ kerogénu, z ktorého sa môže tvoriť plyn a menšie množstvo ľahkej ropy. Výsledky pyrolýzy sú prezentované formou hĺbkových závislostí parametrov pre každú panvu a vyplýva z nich zonalita tvorby a degradácie uhľovodíkov ako postupnosť fáz diagenetických a katagénnych premien:

1. V nezrelej zóne sa obsah viazaných uhľovodíkov rovná východiskovému zdrojovému potenciálu materských hornín, obsah syngenetických voľných uhľovodíkov je nízky, pretože konverzia kerogénu na uhľovodíky neprebehla vo významnej miere.

2. V štádiu zrelého kerogénu sa postupne vyčerpáva zásoba viazaných uhľovodíkov, zvyškový zdrojový potenciál klesá až na nulovú hodnotu, obsah voľných uhľovodíkov naopak rastie, jeho maximum predstavuje vrchol hlavnej fázy tvorby kvapalných uhľovodíkov ("ropného okna") a za ním koncentrácia voľných uhľovodíkov opäť klesá v dôsledku ich migrácie a krakovania na plyn.

3. V prezretej zóne sú materské horniny takmer úplne vyčerpané a konverzia zdrojového kerogénu na ropu a plyn je skončená.

Uvedené zóny sa podľa geochemického štúdia v skúmaných troch neogénnych panvách vyskytujú v odlišných hĺbkových intervaloch: "ropné okno" vrátane zóny tvorby gazolínu je vo východoslovenskej panve v intervale od necelých 2 do 3,5 km, v podunajskej panve od 2,7 do 4,5 km a viedenskej panve od 3,5 do najhlbších častí neogénu, kde v hĺbke 5,5 km ešte geochemické prejavy ukončenia tvorby uhľovodíkov z kerogénu nepozorovať. Nerovnaká miera katagenetickej premeny podľa hĺbky pochovania sedimentov v týchto panvách je logickým výsledkom odlišných geotermických podmienok.

Simulácia katagenetickej zonality pomocou matematických modelov sa priebežne testuje pomocou meraných údajov. V jednotlivých panvách sú objemovo vymedzené čiastkové zóny zrelosti, ktoré zodpovedajú počiatočnej, strednej a úplnej konverzii kerogénu na uhľovodíky. Ďalej sa prihliadalo na východiskový zdrojový potenciál, typ kerogénu a relatívny podiel pelitov v sedimentoch každej zóny. Výsledkom modelových výpočtov sú hodnoty celkového zdrojového potenciálu neogénnych sedimentov, t. j. maximálne množstvo uhľovodíkov, ktoré mohli vzniknúť v neogénnych horninách: východoslovenská panva - 2300 mil. t uhľovodíkov,podunajska panva - 1600 mil. t uhľovodíkov, viedenská panva - 107 mil. t uhľovodíkov.

Z výsledkov možno vyvodiť nasledujúce závery:

1. Potenciál podunajskej panvy je porovnateľný s východoslovenskou panvou, čo zvyšuje nádejnosť vzniku akumulácií uhľovodíkov v hlbších zónach podunajskej panvy.

2. Veľká disproporcia medzi najnižším zdrojovým potenciálom a najväčšími akumuláciami ropy aj plynu vo viedenskej panve je ďalším potvrdením predstavy, že absolútna väčšina uhľovodíkov vznikla v predneogénnych jednotkách autochtónneho pokryvu Českého masívu alebo príkrovov Vnútorných Západných Karpát, kde v hĺbke 4 km sú priaznivé podmienky na tvorbu aj akumuláciu ropy a plynu.

I. Pagáč: **Nové možnosti prieskumu ropy v Karpatoch pri aplikácii moderných metodických postupov**

Prístup k moderným ropárskym technológiám, ktorý sa dnes otvára, by mohol mylne viesť k záveru, že všetko vyrieši nová technika a technológia. Hlavným znakom západnej ropárskej školy však nie je ovládanie pre nás úplne neznámych metodík, ale dôsledná aplikácia vedeckých výstupov pri praktickom prieskume. Vrtnej etape predchádza precízne zužitkovanie všetkých dostupných informácií. To úzko súvisí s účinným ekonomickým tlakom, ktorý nedovoľuje realizovať finančne náročné práce skôr, ako sa využijú všetky dostupné podklady.

Kritické posúdenie stavu využitia všetkých informácií umožňuje pozrieť sa novým spôsobom aj na naše tradičné oblasti s vysokým stupňom preskúmanosti, kde je tendencia pokladať ďalšie možnosti za vyčerpané.

Na príklade viedenskej panvy sa dá ukázať, že to tak nemusí byť. Až v súčasnosti sa podarilo získať dôkazy o existencii rozsiahlej prešmykovej tektoniky v miocénnej výplni. To zrejme úzko súvisí s prítomnosťou horizontálnych posunov, ktoré sa pri vývoji panvy uplatnili.

Prijali sa dôkazy o sedimentácii v podmienkach delty, ale toto zistenie sa ešte nedoviedlo do dôsledkov. Uplatnilo sa pri vysvetľovaní litologicko-faciálnych javov na známych štruktúrach, ale tieto princípy treba pomocou seizmiky využiť aj v susedných oblastiach. Podmienky na aplikáciu sú hlavne v sarmate.

O panve je množstvo geofyzikálnych informácií, ale jej interpretácia vonkoncom nie je vyčerpávajúca. Preto sa jej prieskum nemôže považovať za málo perspektívny. Nové poznatky a zužitkovanie všetkých informácií povedie k objavom v podmienkach, ktoré sa doteraz na vyhľadávanie neaplikovali. Podobné závery, aj keď s istými úpravami, platia aj v ostatných neogénnych panvách.

Z predneogénnych útvarov je z hľadiska ropy a plynu najlepšie preštudované flyšové pásmo. V rozličných obdobiach sa tu pracovalo s rôznou intenzitou. Závery všetkých etáp výskumu boli negatívne. Posledné zistenia dávajú nový impulz vo východnej časti flyšového pásma. Je to potvrdenie regionálnej prítomnosti jednotky obidovej-slopnic, resp. zbojského súvrstvia na našom území (výstup štátnej úlohy GÚDŠ). Dobré kolektory, hydrodynamická uzavretosť, voda ropného typu s veľkým množstvom rozpusteného plynu a dobrý kryt nadložných flyšových sekvencií dávajú tomuto komplexu charakter zberného súvrstvia s dobrými akumulačnými podmienkami. Treba ešte vyriešiť podrobnosti vrstvovej stavby a vyhľadávania lokálnych štruktúr. Aj keď sú podmienky komplikované, veľké možnosti tu má geofyzika.

Za jedno z najdôležitejších zistení ostatného obdobia treba považovať potvrdenie prítomnosti ropy v centrálnokarpatskom paleogéne. Je to prvý výskyt v karpatských internidách mimo miocénnej panvy. Vo viedenskej panve sa dá pôvod ropy vzťahovať na hlboké podložie - až na paleozoikum pokryvu platformy. V Levočských vrchoch musí ísť o zdroj v Centrálnych Karpatoch. Identifikáciu tohto zdroja treba pokladať za jednu z hlavných úloh ropnej geológie v Karpatoch.

Geológia priniesla v súvislosti s aplikáciou kolíznej tektoniky v Centrálnych Karpatoch niektoré závažné poznatky. V povrchovej stavbe chýbajú niektoré litologické členy, ktorých prítomnosť hypoteticky vyplýva z logiky vývoja sedimentačného priestoru. Zdá sa, že závery vyústia do dvojetážovosti geologickej stavby priestoru. Hypotetickú spodnú etáž doteraz nepoznáme. Potvrdenie tejto predstavy by malo zásadný význam pre perspektívy roponosnosti.

Obavy, že v budúcnosti nebudú podmienky na geologický výskum, netreba zveličovať. Podnikatelia všade vo svete vedia, že sa do výskumu a prípravy ropného prieskumu vyplatí investovať. Má preto zmysel nastoľovať problémy a hľadať ich riešenie.

P. Ostrolucký a E. Ralbovský: **Výsledky a perspektívy prieskumu predneogénneho podložia viedenskej panvy na česko-slovenskom území**

Z hľadiska celkovej geologickej stavby možno vo viedenskej panve vyčleniť tri základné štruktúrne etáže:

- vrchnú, reprezentovanú tektonicky porušenými sedimentmi neogénu;
- strednú, tvorenú zvrásnenými a nasunutými jednotkami alpsko-karpatského orogénu, nasunutú na periférny okraj českého masívu, a
- spodnú, tvorenú hlboko ponorenými komplexmi JV svahov Českého masívu.

Vlastné predneogénne podložie panvy teda budujú jednotky strednej a spodnej štruktúrnej etáže. Od S na J sú to: flyšové pásmo, bradlové pásmo, jednotky Severných Vápencových Álp (bajuvarikum, tirolikum a juvavikum) a Západných Karpát, tatridné kryštalinikum a kryštalinikum Centrálnych Álp.

Podľa doterajších výsledkov prieskumu ropy a zemného plynu v podloží panvy je zrejmé, že najperspektívnejšie štruktúry výskytu uhľovodíkov sú v jednotkách Severných Vápencových Álp. Vo flyšovom pásme boli objavené len dve rozsahom a významom obmedzené ložiská: Vacenovice a Cunín - Týnec. Bradlové pásmo, ako aj karpatské a alpínske kryštalinikum sú z hľadiska roponosnosti a plynonosnosti sterilné.

Vrtný prieskum v pásme jednotiek Severných Vápencových Álp sa prakticky dodnes orientuje na elevačné štruktúry v reliéfe podložia, najmä pozdĺžneho smeru.

Overilo sa dovedna 10 výraznejších elevácií a objavili sa dve priemyslovo významné ložiská zemného plynu a gazolínu: Závod-mezozoikum a Borský Jur-západ. Kolektorskou horninou je vrchnotriasový hauptdolomit a možno usudzovať, že je zároveň jedinou kolektorskou horninou na priemyslovo významné akumulácie uhľovodíkov.

Za perspektívne do budúcnosti pokladáme štruktúry reliéfu v priestore Závod - Borský Jur, ale najmä štruktúry tzv. vnútornej stavby podložia, ktoré tvoria šupiny a vrásy lunzského príkrovu prekryté do nadložia pelitmi gieshublerskej synklinály. Ich perspektívnosť sa už potvrdila v rakúskej časti panvy objavmi priemyslovo významných ložísk zemného plynu Schönkirchen-ÜT a Gänserdorf-ÜT.

V. Hlavatý: **Nové výsledky prieskumu neogénu v južnej časti viedenskej panvy**

Južná časť viedenskej panvy sa z hľadiska roponosnosti a plynonosti skúmala až do začiatku 70-ych rokov tak ako ostatné časti iba v elevačných zónach. Trend vyhľadávania ložísk viažucich sa na výrazné elevačné vyklenutia, príp. na poloklenby pri zlomoch priniesol výrazné prieskumné úspechy v množstve objavenej zásoby ropy a plynu. Navyše vyhľadávanie tohto typu pascí je technicky aj ekonomicky menej náročné a nevyžaduje také hlboké poznatky o vývoji panvy, jej tektonickej a vrstvovej stavbe ako vyhľadávanie neštruktúrnych typov pascí.

Počas prieskumu, ktorý sa začal vo viedenskej panve roku 1913, sa však všetky výraznejšie elevačné zóny preskúmali a vyhľadávacie práce bolo treba potom viac orientovať na neštruktúrne typy pascí. Výsledky sa dostavili až prekvapujúco rýchlo objavením ložiska Gajary, Dúbrava a Jakubov v sedimentoch bádenskej delty. Ložisko Gajary-báden je z nich zásobou ropy najväčšie v slovenskej časti viedenskej panvy.

V poslednom desaťročí sa prieskumný záujem sústredil na súvrstvie spodného miocénu v južnej časti panvy, kde sa v jeho nižšej časti zistili rozdiely v interpretácii stavby a strati-

Pokračovanie na s.321

Mineralia slovaca, 24 (1992), 313 - 318

Štúdium sorpcie kobaltu na prírodnom mordenite a klinoptilolite

EVA CHMIELEWSKÁ-HORVÁTHOVÁ[1] a JURAJ LESNÝ[2]

[1]COMCO MARTECH ČSFR, spol. s. r. o., Martanovičova 25, 810 11 Bratislava

[2]Katedra chémie a technológie životného prostredia, Chemickotechnologická fakulta STU, Jánska 1, 812 37 Bratislava

(Doručené 9. 1. 1992, revidovaná verzia doručená 26. 2. 1992)

Study of cobalt sorption on natural mordenite and clinoptilolite

The subject of this paper was to study the adsorption of Co^{2+} - ions on natural mordenite (deposit Bartošova Lehôtka - Jastrabá) and clinoptilolite (deposit Nižný Hrabovec).

Static and dynamic adsorption isotherms for Co^{2+} - ions by means of natural zeolite, the influence of pH, quality and quantity of competing ions on adsorbate/adsorbent system were measured. Using non linear isothermic curves the cation-exchange capacities for Co^{2+} adsorption on mordenite (8.5 mg/g) and clinoptilolite (8.2 mg/g) were obtained. The Co^{2+} adsorption or cation-exchange capacities obtained, using non linear isothermic curves, are 8.5 mg/g and 8.2 mg/g for the natural mordenite and the natural clinoptilolite, respectively. The natural mordenite shows higher selectivity to the tested ions as clinoptilolite does, but this selectivity was found to be restricted to some extent.

Mordenite does not present such a significant change of its adsorption properties with pH decrease as clinoptilolite does. Both zeolite tuffs show decreasing adsorption capacity to Co^{2+} - ions with decreasing value of pH. Adsorption of Co^{2+} - ions on clinoptilolite is inhibited more strongly by competing Sr^{2+} - ions (nearly to the same extent as by mixture of cations) than on mordenite.

The influence of flow rate, chemical activation and initial concentration on the shape of the breakthrough curve were examined in dynamic regime. The mathematical expression was found for the breakthrough curve description.

Úvod

Vzhľadom na to, že Co(60), Sr(90) a Cs(137) (Horváthová a Lesný, 1991) sú v popredí záujmu rádioekológov, zmyslom predloženej práce bolo štúdium odstraňovania kobaltu z vôd kontaminovaných týmto prvkom. Jednou z možností ako eliminovať tieto prvky v životnom prostredí z ich vodných roztokov je použiť sorbenty, okrem iných snáď aj prírodné.

Pokusy sa realizovali použitím modelových roztokov. Sorbentom bol prírodný mordenit a klinoptilolit tuzemského pôvodu. Jedným z nich je prírodný zeolit - klinoptilolit, resp. klinoptilolitový tuf, ktorého z hľadiska zásoby bohatý výskyt na východnom Slovensku neďaleko obce Nižný Hrabovec bol objavený roku 1974 (Šamajová a Kraus, 1977). Ložisko sa skúmalo geologicky (Varga a Mikalič, 1983) a technologicky a základné vlastnosti zeolitovej horniny sa študovali v rokoch 1977 až 1985 (Kozač et al., 1982).

Druhým použitým sorbentom bol prírodný mordenit, resp. mordenitový tuf, vyskytujúci sa na strednom Slovensku v oblasti Bartošovej Lehôtky - Jastrabej (Šamajová a Kraus, 1977). Základné údaje o vlastnostiach horniny a jej plošnom a hĺbkovom overení možno nájsť v geologickej literatúre z rokov 1984 - 1989 (Kozáč et al., 1984; Hroncová a Sýkora, 1989). V predmetnej práci sa sledovala adsorpčná rovnováha Co^{2+} - iónov na uvedených zeolitoch, vplyv pH, kvalita a kvantita interferujúcich iónov na adsorpciu kobaltu zeolitom. Pomocou rozmerových izotermických kriviek vyjadrených Freundlichovou adsorpčnou izotermou sa stanovila maximálna kapacita zeolitu ku Co^{2+} - iónom. Vplyv prietoku, chemickej aktivácie zeolitu a východiskovej koncentrácie Co^{2+} - iónov v roztoku na tvar prienikovej krivky sa skúmal v dynamickom režime. Koncentračná krivka získaná pomocou modelového adsorbéra sa matematicky opísala empirickými rovnicami. Okrem toho sa vypočítali niektoré konštanty Šilovej rovnice.

Fyzikálnochemické vlastnosti kobaltu a jeho rádiotoxicita

Kobalt patrí medzi metabolicky dôležité prvky. Tento biogénny prvok podporuje regeneračnú

schopnosť živého organizmu a tvorbu krvi. Viazaný na vitamín B_{12} je zložkou korinoidov. Kontaminácia biosféry kobaltom sa týka dvoch jeho izotopov, v prírode sa vyskytujúceho Co(59) a rádioizotopu Co(60) s polčasom rozpadu $t_{1/2}$ = 5,27 rokov. Rádiotoxicita kobaltu sa charakterizuje ako stredne nebezpečná. Značný podiel Co(60) vzniká v jadrovoenergetickom cykle pohltením dvoch tepelných neutrónov jadrom Ni(58) prítomným v konštrukčnej oceli reaktorov

$$^{58}_{28}Ni(n,\gamma)\,^{59}_{28}Ni \xrightarrow{EZ} {}^{59}_{27}Co(n,\gamma)\,^{60}_{27}Co$$

neutrónovou aktiváciou koróznych produktov a iných nečistôt v chladive reaktorov.

Co(60) je spolu s Cs(137) najvýznamnejší gamažiarič, aj keď je vlastne β - žiarič, ktorého premenu sprevádza emisia fotónov gama (1,332 MeV; 1,173 MeV).

Pre jeho prístupnosť a ľahkú detekciu sa používa v rádioanalýze, nukleárnej medicíne, radiačných technológiách a i.

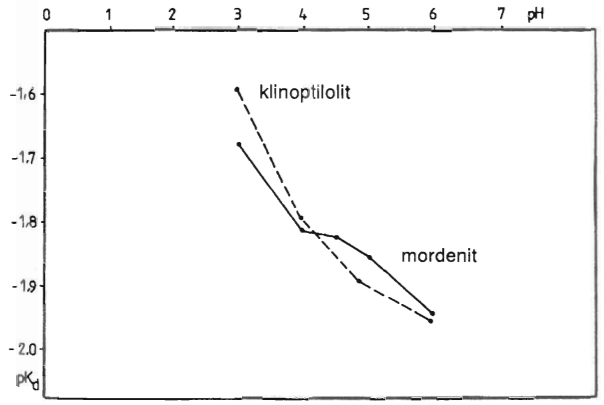
Použitý materiál a analytické metódy

Zeolitový tuf klinoptilolitového typu pochádzal z ložiska na východnom Slovensku (lokalita Nižný Hrabovec; obsah aktívneho minerálu cca 60 %) a mordenitový typ zo stredného Slovenska (lokalita Bartošova Lehôtka-Jastrabá; obsah aktívneho minerálu ca. 40 %).

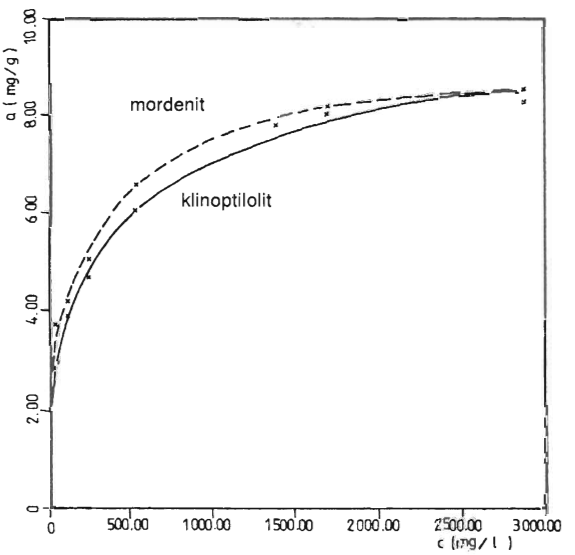
Podrvený prírodný zeolit sme pred laboratórnymi skúškami preosiali na jednotnú zrnitostnú frakciu cez sitá veľkosti ôk 0,250 - 0,315 mm, premyli vodou a vysušili do konštantnej hmotnosti v laboratórnej sušiarni (T = 105 °C).

Aktivovaný zeolit v Na^+ - forme sa pripravil 6-hodinovým mixovaním prírodnej formy (cca 10 g) v 1 litri 15 %-ného vodného roztoku NaCl s následnou dekantáciou v destilovanej vode. Preparát sme považovali za dostatočne premytý a vhodný ku skúškam po dosiahnutí zápornej reakcie na Cl^- - ióny v poslednom dekantáte (titrácia s $AgNO_3$). Použité chemikálie (octan kobaltnatý, chlorid sodný, dusičnan cézny a stronctnatý, ako aj hydroxid vápenatý a kyselina soľná) boli analytickej čistoty. Ich roztoky sa pripravili v deionizovanej vode.

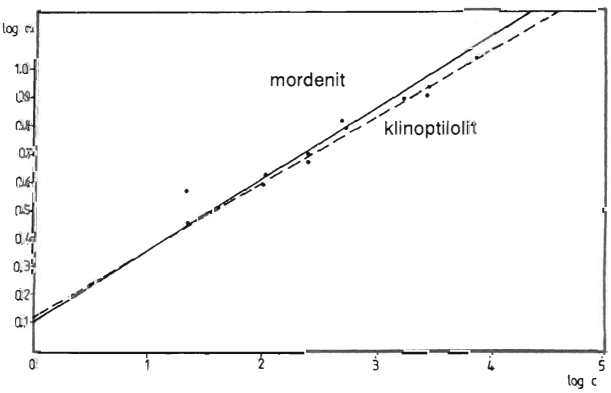
Statický režim prác sa v laboratórnych podmienkach vytvoril pomocou uzavretých poly-



Obr. 1. Vplyv pH na adsorpčnú kapacitu zeolitu.
Fig. 1. Influence of pH on the zeolite adsorption capacity.



Obr. 2. Izotermy iónovej výmeny v systéme prírodný zeolit/vodný roztok octanu kobaltnatého; T = 23 °C.
Fig. 2. Ion exchange isotherms for natural zeolite/water solution of cobalt acetate; T = 23 °C.



Obr. 3. Izotermy iónovej výmeny analogického systému v linearizovanom tvare.
Fig. 3. Ion exchange isotherms of analogous system in a linearized shape.

etylénových nádobiek so sledovanou suspenziou vsunutých do horizontálnej trepačky nastavenej na maximálny počet kmitov (8/.s^{-1}). Dynamický režim sme demonštrovali pomocou gravitačných sklených kolónok (8 x 100 mm; výška vrstvy adsorbenta L = 30 mm; hmotnosť 1 g) opatrených regulovateľným teflónovým uzáverom. Na analýzu sa periodicky odoberal objem efluentu 2 ml.

Koncentráciu Co^{2+} - iónov v adsorbáte sme merali pomocou rádioindikátora Co(60) jednoduchou, takmer dokonale selektívnou metódou detekcie s použitím spektrometrickej súpravy s jednokanálovým analyzátorom typu NZG 601 fy Tesla v spojení so studnicovým scintilačným detektorom NaJ (Tl).

Výsledky a diskusia

Na dosiahnutie statickej adsorpčnej rovnováhy v daných experimentálnych podmienkach sme s dostatočným priblížením pokladali medzifázovú dobu kontaktu 30 minút. Tento časový interval sa potom dodržiaval pri každej z nasledujúcich skúšok zvoleného systému adsorbát/adsorbent a testácii vplyvu jednotlivých faktorov naň.

V úsilí dosiahnúť čo najvyššiu kapacitu zeolitu k Co^{2+} - iónom a zabrániť hydrolýze roztokov sa zmeral vplyv pH vodného prostredia (3 .....6) na odsorpčnú schopnosť klinoptilolitového a mordenitového tufu k iónom kobaltu. Táto závislosť sa vyjadrila hodnotou distribučného koeficienta pK_D, charakterizujúceho rozdelenie adsorbovanej zložky medzi tuhú a kvapalnú fázu v rovnováhe (K_D = a/c; ml . g^{-1}). Ako vidieť z obr. 1, mordenit nevykazuje takú výraznú zmenu adsorpčných vlastností pri zmene pH ako klinoptilolit, je na kyslé prostredie rezistentnejší. Pri obidvoch zeolitových tufoch sa s poklesom pH znižuje adsorpčná kapacita k Co^{2+} - iónom. Pravdepodobne to spôsobuje konkurenčné obsadenie aktívnych centier iónovej výmeny H_3O^+ - iónmi.

Účinok kvantity a kvality interferujúceho iónu (Na, Cs, Sr, Ca, zmes iónov) na adsorpciu kobaltu zeolitom sa skúmal v statickom režime testov. Tab. 1 sumarizuje hodnoty nameranej adsorpčnej kapacity zeolitov k iónom kobaltu za prídavku uvedeného množstva konkurenčného iónu, resp. zmesi iónov. Zistené poradie vplyvu jednotlivých katiónov v zmysle zachovania adsorpčnej kapacity zeolitu k

TAB. 1

Vplyv interferujúcich iónov na adsorpčnú kapacitu zeolitu
Influence of interfering ions onto the adsorption capacity of zeolite

Klinoptilolit prídavok	5 mmol.l^{-1}	25 mmol.l^{-1}	50 mmol.l^{-1}
konkurenčné ióny	a (mg.g^{-1})	a (mg.g^{-1})	a (mg.g^{-1})
-	2,72	2,72	2,72
Na^+	2,48	1,04	0,76
Cs^+	1,83	0,41	0,17
Sr^{2+}	0,38	0,13	0,09
Ca^{2+}	0,96	0,39	0,30
zmes	0,33	0,12	0,07
mordenit			
-	2,40	2,40	2,40
Na^+	2,68	1,47	0,88
Cs^+	1,58	0,51	0,14
Sr^{2+}	0,68	0,23	0,17
Ca^{2+}	0,56	0,42	0,44
zmes	0,16	0,01	0,05

Co^{2+} - iónom je pri mordenite nasledujúce:

zmes > Ca, Sr > Cs > Na (5x)
zmes > Sr > Ca > Cs > Na (25x)
zmes > Cs, Sr > Ca > Na (50x)

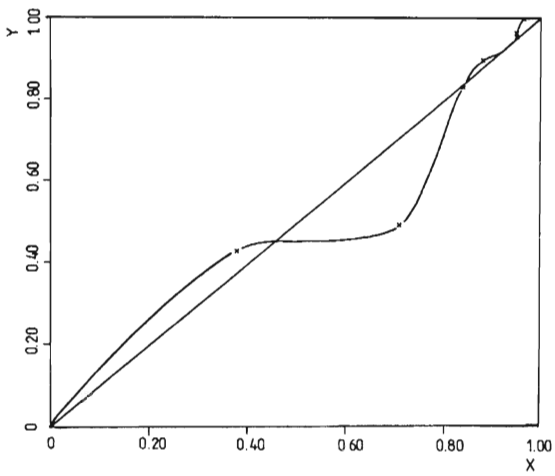
pri klinoptilotite:

zmes, Sr > Ca > Cs > Na (5, 25x)
zmes, Sr > Cs > Ca > Na (50x)

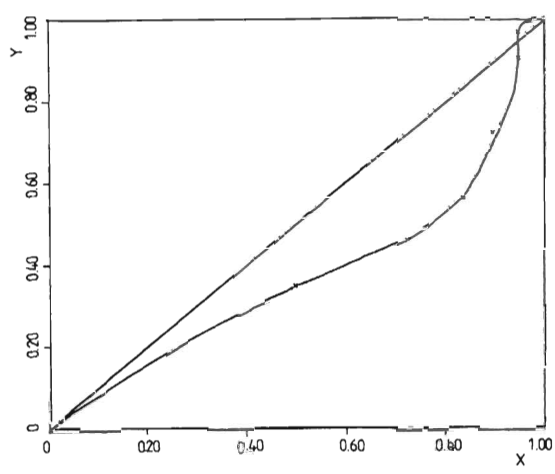
Znamená to, že adsorpcia kobaltu klinoptilolitom je silnejšie, avšak takmer rovnakou mierou so zmesou iónov, inhibovaná katiónmi Sr^{2+}. Môže to súvisieť s vyššou afinitou mordenitu k iónom kobaltu, ich priaznivejšími termodynamicko-selektívnymi vlastnosťami v štruktúre tohto typu zeolitu. Aby sa akvakomplexy kobaltu $[Co(H_2O)_4]^{2+}$ prítomné v roztoku mohli presunúť až na vnútroštruktúrne centrá zeolitu, musia počas difúzie zeolitom stratiť niekoľko molekúl vody:

efektívny priemer pórov mordenitu 3,9 Å
rovnovážny priemer H_2O 2,8 Å
iónový priemer Co^{2+} ~ 1,7 Å
(Brockhaus, 1964).

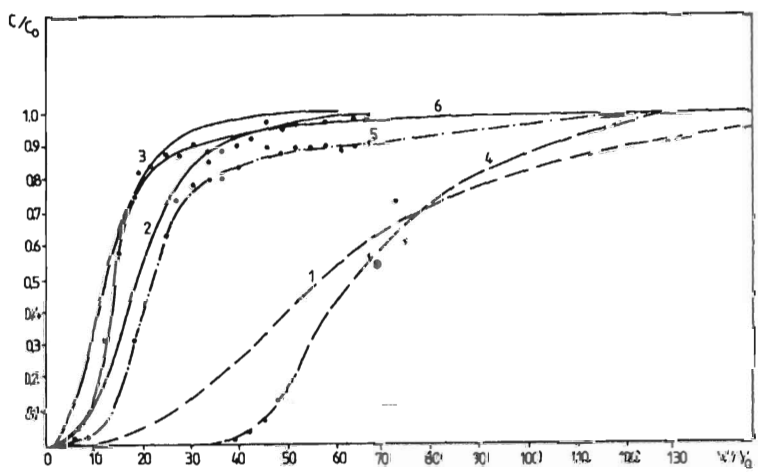
Celkový proces iónovej výmeny však závisí nielen od veľkosti iónu, jeho hydratačnej a dehydratačnej energie či aktivačnej energie deja, ale aj od mocnosti iónu a elektrického poľa štruktúry. Všeobecne platí, že vysokokremičité zeolity, ako je mordenit a klinoptilolit, sú na základe slabšieho elektrického



Obr. 4. Izoterma iónovej výmeny v bezrozmernom tvare, roztok Co^{2+}/ prírodný mordenit.
Fig. 4. Non-dimensional ion exchange isotherm for cobalt acetate solution/natural mordenite.



Obr. 5. Izoterma iónovej výmeny v bezrozmernom tvare, roztok Co^{2+}/prírodný klinoptilolit.
Fig. 5. Non-dimensional ion exchange isotherm for cobalt acetate solution/natural clinoptilolite.



Obr. 6. Prienikové krivky. 1 - prírodný mordenit -1 mmol.l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$, 2 - prírodný mordenit - 3 mmol. l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$, 3 - prírodný mordenit - 5 mmol . l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$, 4 - prírodný klinoptilolit -1 mmol . l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$, 5 - prírodný klinoptilolit - 3 mmol . l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$, 6 - prírodný klinoptilolit - 5 mmol . l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$.
Fig. 6. Breakthrough curves. 1 - natural mordenite - 1 mmol/l cobalt acetate, 2 - natural mordenite - 3 mmol/l cobalt acetate, 3 - natural mordenite - 5 mmol/l cobalt acetate, 4 natural clinoptilolite - 1 mmol/l cobalt acetate, 5 - natural clinoptilolite - 3 mmol/l cobalt acetate, 6 - natural clinoptilolite - 5 mmol/l cobalt acetate.

poľa selektívnejšie k jednomocným iónom (Sherry, 1970).

Pomocou nelineárnych izotermických kriviek (obr. 2) sa získali maximálne hodnoty adsorpčnej kapacity mordenitu (8,5 mg. g^{-1}) a klinoptilolitu (8,2 mg. g^{-1}) k Co^{2+} - iónom. V súlade s plytším priebehom postupného nasycovania klinoptilolitu iónmi Co^{2+} do príslušného maxima, vypočítali sa vyššie empirické konštanty K a n pre tento systém (obr. 3).

Proces adsorpcie kobaltu na mordenite a klinoptilolite sa matematicky formuloval adsorpčnými izotermami podľa Freundlicha nasledujúco:

$a=1{,}2153 \cdot c^{1/3{,}8466}$ $a=1{,}2730 \cdot c^{1/4{,}1667}$

Vynesením hmotnostných zlomkov $Y=\frac{a_i}{\sum_{i=1}^{n} a_i}$ vo funkcii stupňa koncentrácie $y = f/x/$; $X=\frac{c_i}{\sum_{i=1}^{n} c_i}$, kde $\sum_{i=1}^{n} y_i=1$ a $\sum_{i=1}^{n} x_i=1$ sa získali bezrozmerové tvary izotermy. Obr. 4 ilustruje bezrozmerovú izotermu iónovej výmeny v systéme roztok Co^{2+} - ión/mordenit, obr. 5 roztok Co^{2+} ión/ klinoptilolit.

V korelácii s predchádzajúcimi výsledkami prevažal prírodný mordenit vyššiu selektivitu k testovanému iónu ako klinoptilolit, avšak koncen-

TAB. 2
Matematické spracovanie prienikových kriviek z obr. 6
Mathematical interpretation of curves from Fig. 6

Č. krivky	1	2	3	4	5	6
ln a	-8,0792	-5,9252	-5,1107	-17,3375	-7,3055	-5,2066
b	1,7177	1,5915	1,5334	3,8069	1,9402	1,4315

TAB. 3
Niektoré parametre dynamického adsorbéra sledovaného systému 1 mmol. l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$ - klinoptilolit
Some parameters of dynamic adsorber of the investigated system 1 mmol. l^{-1} $Co(C_2H_3O_2)_2$ - clinoptilolite

Systém adsorbat/ adsorbent	Rýchlosť prietoku V/Vo	Σ a mg.g^{-1}	Stupeň využitia adsorbéra (%)	Mŕtva vrstva h (cm)	Výška adsorbčnej zóny L_o (cm)
1 mmol.l^{-1}/ $Co(C_2H_3O_2)$ -klinoptiolit	5	3,91	52	1,4	4,3
detto	10	-	41	1,8	5,2
detto	20	-	28	2,2	6,5
detto	10	-	67	1,6	4,9

tračne obmedzenú pre rozsah vyznačený diagramom.

V dynamickom režime testov sme skúmali vplyv východiskovej koncentrácie, prietokovej rýchlosti a chemickej aktivácie zeolitu na tvar frontálnej prienikovej krivky. Transport iónov modelovým adsorbérom sme matematicky vyjadrili funkciou

$$c/c_o = f\,(V/V_o)$$
$$c/c_o = a\,.\,(V/V_o)^b,$$

pričom sklon (b) profilových kriviek závisel od spomenutých premenných, t. j. východiskovej koncentrácie, prietokovej rýchlosti a chemickej aktivácie zeolitu

$$b = f\,(c_o, v, z).$$

Z obr. 6 je zrejmé, že pri nižšej východiskovej koncentrácii (c_o = 1 mmol/l) určuje adsorpčnú rovnováhu vo vrstve povrchová difúzia iónov v prípade, že pozdĺžny rozptyl prienikovej krivky nespôsobujú iné hydrodynamické efekty.

Pri vyšších východiskových koncentráciách (3,5 mmol/l) pravdepodobne prevláda vnútorná difúzia iónov. Zistilo sa, že chemická aktivácia zeolitu a prietoková rýchlosť daný proces takmer neovplyvňujú, preto sme uvedenú funkciu (b) definovali v redukovanom tvare ako

$$b = f\,(c_o).$$

Špecifické hodnoty veličín a, b, platné pre jednotlivé experimentálne získané koncentračné vlny (obr. 6) uvádza tab. 2

Na základe neúplného využitia dynamického adsorbéra (nedokonalé ustaľovanie rovnováhy počas dynamickej adsorbcie kobaltu) sú rozdiely v kapacite zeolitu k Co^{2+} - iónom namerané v statickom a dynamickom režime nevýrazné.

Kapacitu zeolitu z podmienok dynamickej adsorpcie sme vypočítali podľa lichobežníkového pravidla

$$a = \int_{i=\hat{z}}^{i=V} f/V/dV$$

Niektoré konštanty podľa Šilova (účinnosť využitia modelového adsorbéra a kapacitu zeolitu) uvádza tab. 3 (Pitter et al., 1983).

Záver

Skúmané prírodné zeolity za daných podmienok experimentov neprejavili k Co^{2+} - iónom pozoruhodnejšiu selektivitu. Ich maximálna kapacita k tomuto iónu je taktiež relatívne nízka.

Zaujímavým sa ukázal poznatok, že mordenitový tuf s podstatne nižším obsahom účinkového minerálu, než aký má klinoptilolitový tuf, bol pri riešení tohto problému výhodnejší.

Otázka sorpcie, resp. výmeny iónov prírodných zeolitov za ióny Co^{2+}, sa však dosiahnutými výsledkami neuzatvára.

Literatúra

Brockhaus ABC Chemie. *Chemielexikon, Leipzig 1964, 591.*

Horváthová, E. & Lesný, J. 1991: Comparative study of adsorption properties of Slovak natural zeolites for some radionuclides. 3th Int. Conf. on the Occurence, Properties and Utilization of natural Zeolites. Havana, April 8 - 15, 1991.

Hroncová, Z. & Sýkora, J. 1989: Jastrabá - zeolitové tufy - VP . Manuskript - GP Spiš. Nová Ves a Geofond Bratislava, 262.

Kozač, J. et al. 1982: Minerálne zloženie, charakteristické vlastnosti a možnosti využitia zeolitového tufu z lokality Nižný Hrabovec. Mineralia slov., 14, 263 - 275.

Kozač, J. 1984: Zeolitové tufy Jastrabá - Bartošova Lehôtka. (Aplikovaný výskum - záverečná správa.) Manuskript - GP Spiš. Nová Ves, 113.

Pitter, P., Tuček, F., Chudoba, J. & Žáček, L. 1983: Laboratórní metody v technologii vody. SNTL Praha, 92 - 97.

Sherry, S. H. 1970: Cation Exchange on Zeolites, Mobil Research and Development Corp., Princeton, N. J. 08540, July 14, 7.

Šamajová, E. & Kraus, I. 1977: Zeolitové vulkanoklastiká - nová perspektívna surovina SR. Geol. Průzk., 8, 230 - 233.

Varga, I. & Mihalič, A. 1983: Nižný Hrabovec - zeolity VP. (Záverečná správa a výpočet zásob.) Manuskript - GP Spiš. Nová Ves, 296.

Mineralia slovaca, 24, (1992), 319 - 321

Objevilo se potvrzení fixistického modelu PEP systémů?

RADAN KVĚT
Geografický ústav ČSAV, Mendlovo nám. 1, 662 82 Brno

(Doručené 9. 12. 1991)

Was the confirmation of fixistic model for Planetary Equidistant Rupture systems discovered?

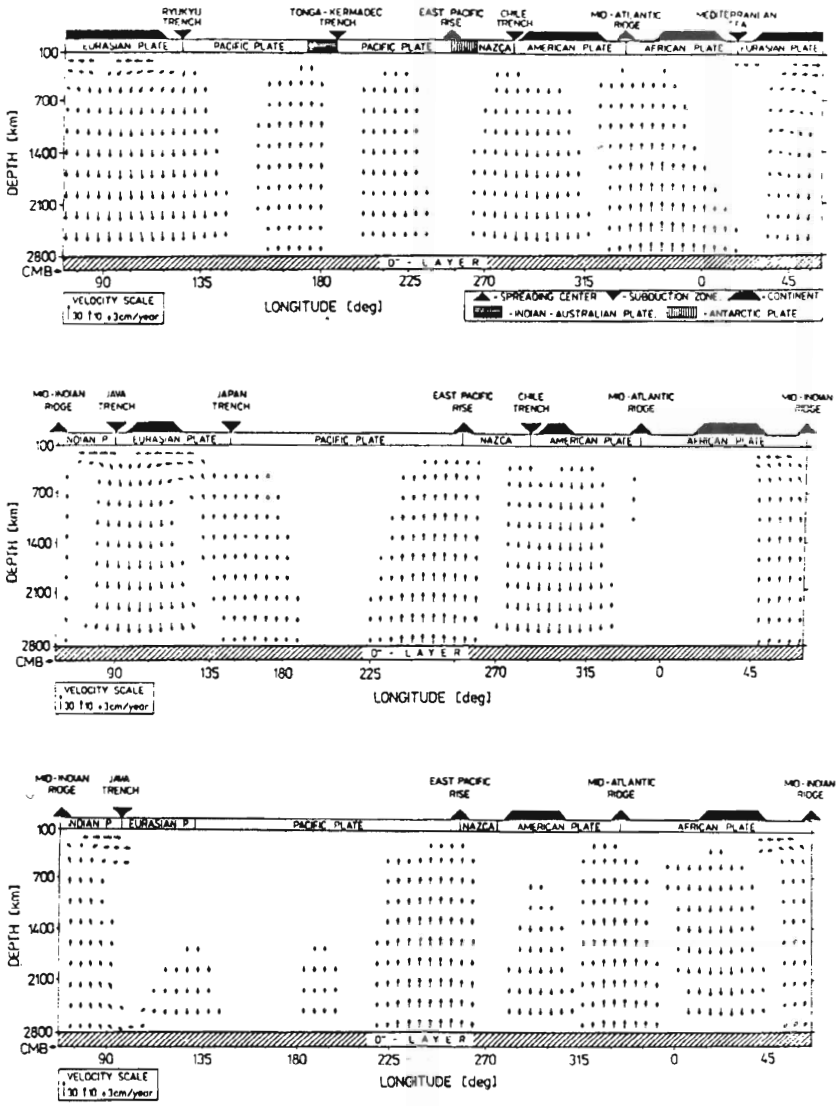
Two Czech geophysicists, Čadek and Matyska (1991) have ascertained that material of the Mantle is lifted from lower parts almost vertically or vertical sinking of mantle materials in this whole thickness takes place in the other parts of the earth´s body. From the global viewpoint, new geophysical knowledge witnesses on quite new basic role of overwhelming vertical movements in almost half of the diameter of the earth´s body. This knowledge appears as a confirmation of the assumption on leading role of vertical movements in the planet of Earth according to model of planetary equidistant rupture systems (e. g. in Studia geographica Brno 95(1990).

Modelem planetárních ekvidistančních poruchových (PEP) systémů se zabývám už více než 25 let. Poslední souhrnný přehled o celé problematice nejen poruch zemské kůry vyšel nedávno (Studia geographica, Brno, č. 95, 1990). Z hlediska geneze byl model dosud odkázán v některých bodech pouze na méně ověřené či těžko ověřitelné představy, které narážely na zásadní nesouhlas mobilistů.

V podstatě šlo o objasnění stálého,setrvale přímkového průběhu predispozic poruch šesti směrů každé ze sítí PEP systémů . Vycházel jsem z jediné možnosti vysvětlení uvedeného faktu; totiž z toho, že geometricky identická síť každého PEP systému se při svém vzniku zafixuje někde ve svrchním plášti a odtud se prokopírovává do zemské kůry, resp. až k jejímu povrchu, a to v různých sekcích podle hierarchie jejich predispozic, a navíc i v různých časových intervalech. Toto prokopírovávání poruch nutně předpokládá prakticky jen vertikální přenos pohybů z hlubokého nitra zemského tělesa. Pohyby v nitru Země, tj. někde na pomezí jejího jádra a spodního pláště, o nichž svědčí projevy zemského magnetického pole, dokládají, že Země je dosud "živá" planeta, totiž že v nitru Země dosud dochází k fyzikálně chemickým pochodům, doprovázeným nutně tepelnými a tlakovými, a tím i objemovými změnami. Právě tyto objemové a tlakové změny jsem chápal tak, že od středu hmotnosti Země s největším tlakem se mění tlak směrem k povrchu v podstatě rovnoměrně po radiálách. Dojde-li tedy k objemovým změnám, není možné, aby se kompenzovaly laterálně, protože pak by musel v jedné hladině místně vzrůstat tlak. Tlak se nutně přenáší vertikálně, neboť jen tak se tlakové poměry v jedné hladině nemění. Při zvětšování objemu musí nastat pohyb hmot po vertikálách (radiálách) ve směru od centra v celém sloupci hornin od místa přeměn až k povrchu, a naopak při zmenšení objemu musí vznikat pohyb ve směru k centru rovněž v celém sloupci hornin od povrchu až po polohu fyzikálně chemických přeměn. (To se ovšem netýká nejsvrchnější části zemské kůry, zvláště sedimentárního obalu, kde není pochyb o laterálním posunu či přesunu hornin i na vzdálenosti několika desítek kilometrů). Uvedeným principem lze také vysvětlit změnu polohy středu hmotnosti Země a s tím zákonitě spjaté putování rotační osy Země. Tento posun rotační osy může ovšem být relativní, tj. směr rotační osy jako osy setrvačníku se nemusí měnit vůči okolí, ať je jím Slunce nebo jiné hvězdy, ale jen geoid se posouvá, počátěí vůči rotační ose. Výsledný efekt je týž: rotační osa jako by putovala - jak to známe u geomagnetických pólů - vytvářejíc na povrchu imaginární nepravidelnou křivku.

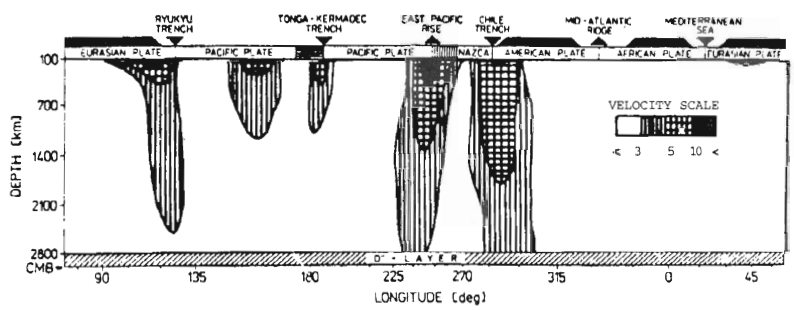
Pohyby hmot se v zemské kůře a ve svrchním plášti realizují posunem po poruchách, které jsem označil jako primární. Poruchy jiné než vertikální (radiální vůči středu Země) nejsou podle mého pojetí už primární poruchy.

Zcela nedávno se podařilo dvěma českým geofyzikům (Čadek a Matyska, Stud. geoph. geodet., 1990, s. 278 n., resp. PAGEOPH., č. 1, 1991)



Obr. 1. Model plášťového toku (podle Čadka a Matysky, PAGEOPH., sv. 135, č. 1, s. 120), vypracovaný dle modelu Doornbose a Hiltona (1989), pro topografii na hranici jádro - plášť a pro vybraný profil viskozity č. 4; projekce rychlostního pole je zpracována pro tři různě vedené a protínající se profily.

Fig. 1. Model of mantle flow (according to Čadek and Matysky, PAGEOPH., vol. 135, No. 1, p. 120), worked out according to model by Doornbose and Hilton (1989), for topography on the core - mantle boundary and for selected viscosity profile No. 4; projection of speed field is worked out for three different and mutually cutting profiles.



Obr. 2. Tok v plášti vzbuzený podmínkami na hranicích báze litosféry. Jsou uvedeny pouze hodnoty rychlostí (podle Čadka a Matysky, PAGEOPH., sv. 135, č. 1, s. 121).

Fig. 2. Flow in the mantle caused by conditions on the base of the lithosphere. Only speed values are given (according to Čadek and Matysky, PAGEOPH., vol. 135, No. 1, p. 121).

překvapivě zjistit, že materiál pláště je zdvihán ze spodních částí k astenosféře prakticky vertikálně, resp. že v jiných částech zemského tělesa dochází k vertikálnímu poklesu hmot pláště v celé jeho mocnosti. Autoři jen v menším počtu případů (obr. 1) ukazují na možnost přeměny vertikálního pohybu v horizontální v úrovni pod zemskou kůrou. Tím dokládají mobilistický model "plate tectonics", o němž jako o vhodném geologickém modelu nepochybují. Přes tento jejich přístup ke geotektonickým hypotézám soudím, že hlavním přínosem obou autorů je faktické potvrzení toku hmoty v plášti (obr. 2), jednoznačně vertikálně usměrněného. Z hlediska globálního, tedy celého objemu planety Země, svědčí nové geofyzikální poznatky o zcela zásadní neopominutelné roli jasně převažujících vertikálních zdvihů či poklesů v celé mocnosti pláště, tj. téměř v polovině poloměru Země.

Pro model PEP systémů se tím dostává nového poznatku potvrzujícího původní předpoklad. Jde o další krok k odstranění pochybností o reálnosti modelu PEP systémů.

AKTIVITA SGS

Pokračovanie zo s. 312

grafického zaradenia medzi rakúskou a slovenskou časťou. Okrem toho sa v bazálnych spodnomiocénnych vrstvách v rakúskej časti panvy zistili ropné a plynové akumulácie. S pomocou metodiky seizmickej stratigrafie a paleontologických údajov z našich a rakúskych vrtov sa podarilo problém úspešne vyriešiť tak, že bolo možno na vyklinenie doteraz u nás nezistených vrstiev projektovať hlbinný vrt. Vrtom sa správnosť riešenia stavby potvrdila, aj keď bockfliesserské a gänserndorfské vrstvy boli zastihnuté v príliš nízkej polohe, aby boli nasýtené ropou alebo plynom. Tento fakt spôsobilo nedostatočné poznanie rýchlostných pomerov. Výsledky však umožňujú oveľa presnejšie identifikovať líniu vykliňovania pozdĺž svahov malackej elevácie, na ktorú sa, predpokladáme, viažu uzávery piesčitých vrstiev, príp. svahovej sutiny, ktoré môžu byť vhodným kolektorom na akumuláciu uhľovodíkov.

I. Hrušecký: **Štefanovský prešmyk - súčasť horizontálneho posunu vo viedenskej panve?**

Riešením štruktúrnogeologickej stavby oblasti Štefanov - Petrova Ves - Gbely (južná časť kopčianskej depresie) sa zistil zaujímavý, v panvových štruktúrach nie častý jav - prešmyková zóna.

Recentný štruktúrno-tektonický obraz neogénnej stavby v priestore tejto zóny je výsledkom dvoch mimoriadne dôležitých tektonických etáp:

a) pokarpatskej (resp. neskorokarpatsko-predspodnobádenskej),

b) panónskej (resp. panónsko-kvartérnej).

Genéza prešmykovej zóny sa pritom odohrala v staršej z týchto etáp (neskorokarpatsko-predspodnobádenskej). Súčasne s tvorbou prešmykovej zóny prebiehala aj denudácia tektonickými pohybmi dvihaného reliéfu až do konca spodného bádenu. Preto je prešmyková zóna pochovaná pod plochou uhlovej diskordancie nachádzajúcej sa na rozhraní karpat - báden.

Obdobie od stredného bádenu až do konca sarmatu bolo veľmi pokojným obdobím mierneho poklesávania a postupnej transgresie mora, čo v dôsledku prínosu sedimentov bolo späté so zarovnávaním morfologického obrazu územia.

Začiatkom panónu sa začala čulá tektonická aktivita (panónska, resp. panónsko-kvartérna etapa vo vývoji oblasti) spätá s genézou farských zlomov a šaštínskeho zlomu. Táto etapa v tektonickom vývoji regiónu rázne prebudovala celý štruktúrno-tektonický plán neogénu včítane spodného miocénu a sčasti zastrela vplyv staršej z etáp vo vývoji oblasti.

Už zo starších prác je známe, že v priestore medzi Štefanovom a Šaštínom vznikol v predneogénnom podloží tektonický styk flyšového pásma, bradlového pásma a pásma mezozoických príkrovov budujúcich južnú časť čs. časti viedenskej panvy.

Preto by sa mohlo zdať, že uvedená prešmyková zóna môže nejako súvisieť hlavne s tektonickou hranicou medzi flyšovým a bradlovým pásmom (táto hranica je priestorove najbližšie k prešmykovej zóne). Ale to je iba jedna z viacerých možností.

Treba uviesť, že prešmyky v panvách sú bežnou organickou súčasťou každého z nadeľujúcich samostatných štruktúrno-tektonických štýlov (systémov): a) kontrakčného zlomovo-blokového (prešmyk tu môže byť súčasťou rozsiahlejšej prešmykovej zóny), b) systému wrench-fault, c) vrásovo-prešmykového (prešmyky, násuny, presuny viacerých šupín): c_1 - príkrovový charakter, c_2 - charakter tektonicky amputovaných blokov príkrovov (značne blízky systému).

Z analýzy uvedenej oblasti, kde amplitúda skoku pri prešmyku dosahuje až 1000 m, zatiaľ viaceré indície (predovšetkým podľa plošného rozvoja sprievodných štruktúrno-tektonických javov tohto prešmyku) svedčia o tom, že by mohlo ísť o wrenchovú zónu. Ale bez analýzy prešmykovej zóny po celej dĺžke jej prejavu nemožno tento fakt stavať tak jednoznačne.

O. Franko, D. Vass, J. Franců, M. Pereszlényi a J. Milička: **Prvý výskyt ropy v slovenskej časti Podunajskej nížiny**

Vo vrte FGČ-1 pri Čilistove na JV od Bratislavy v podunajskej panve sa zistila ropa (11 l/s; z čoho bolo ropy 0,062 l/s, t. j. za 14 dní 2,4 m^3. Vrt prenikol sedimentmi kvartéru, pliocénu, vrchného miocénu (pontu a panónu) a skončil sa v sedimentoch sarmatu. Jeho konečná hĺbka bola 2500 m. Vrt sa hĺbil v západnej časti gabčíkovskej depresie, ktorú vypĺňajú strednomiocénne sedimenty (tektonická, resp. riftová fáza subsidencie), porušené zlomami formujúcimi hrastovo-prepadlinovú stavbu, ktorú však zakrývajú vrchnomiocénne a pliocénne sedi-

menty termálnej, resp. poriftovej fázy subsidencie. Prítok ropy bol z kolektorov vrchnomiocénneho veku Ložisková teplota ropy bola 64 - 68 °C. Morská reliktná voda sa zistila iba vo väčšej hĺbke vrtu (z kolektorov sarmatu a panónu), plytšie bola voda infiltračne degradovaná.

Ropa je ľahká, z alkánov n-C(5) až n-C(22), veľmi zrelá a biologicky nedegradovaná (index BD6 = 0,69). Thompsonove indexy poukazujú na vymývanie aromatických látok. Distribúcia uhľovodíkov prezrádza, že zrelosť ropy zodpovedá odraznosti vitrinitu Ro 1,6 - 1,7 (neskoré štádium tvorby uhľovodíkov), čo potvrdzujú aj iné indexy (V, J, I, H) a vzťah heptánového indexu k Ro.

Časovo-teplotné indexy vypočíané pre oporné vrty podunajskej panvy a korigované nameranými hodnotami zrelosti kerogénu (odraznosť vitrinitu) sa použili na modelovanie priestorovej distribúcie zón zrelosti na báze neogénnej výplne panvy. Vrt FGČ-1 je na západnom okraji generačného okna uhľovodíkov, strop počiatočnej tvorby uhľovodíkov v gabčíkovskej depresii v hĺbke okolo 2100 m a hlavná fáza tvorby uhľovodíkov sa začína v hĺbke cca 2300 m.

Vo vrte FGČ-1 sa ropa zistila v hĺbke 1608 - 1731 m v kolektoroch najspodnejšej časti beladického súvrstvia (pont) a vo vrchnej časti ivánskeho súvrstvia (panón). Podľa geochemickej charakteristiky ropa nie je na mieste vzniku, ale migrovala z väčšej hĺbky, kde premena organickej hmoty dosiahla úroveň tvorby kondenzátu. Takýto stav dosiahli najmä strednomiocénne morské sedimenty riftového štádia v centrálnej časti gabčíkovskej depresie v hĺbke väčšej ako 4000 m, príp. aj spodná časť postriftových jazerných sedimentov so slojmi a šošovkami uhlia. Pravdepodobnými migračnými cestami boli priepustné sedimenty a zlomy utesnené pontskými a pliocénnymi pelitmi.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 323 - 324

AKTUALITA

Celestín z Novej šachty v Banskej Štiavnici

MIROSLAV LIPOVSKÝ[1] a PAVEL UHER[2]

[1]Muzeologické informačné centrum SNM, Vajanského nábr. 2, 814 36 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 2. 5. 1991, revidovaná verzia doručená 30. 9. 1991)

Coelestine from the Nová šachta shaft in Banská Štiavnica

The Sr mineral - coelestine was firstly identified in the base metal deposit Banská Štiavnica in assemblage with gypsum and dolomite. It occurs in the shape of non-coloured to azure blue aggregates of slab-like minerals in 2 - 3 cm thick veins crossing propylitized andesite. This coelestine occurrence can be tied with the youngest - 6th mineralization period, which is represented by quartz and barite in the upper parts of veins and additional occurrence of carbonatic minerals locally with more significant light-coloured sphalerite and galenite in the lower parts.

Na polymetalickom žilnom ložisku Banská Štiavnica sme po prvý raz identifikovali minerál Sr-celestín v asociácii so sadrovcom a dolomitom. Vzorky pochádzajú z 12. obzoru Novej šachty z čelby PŠ/1 asi 400 m od zarážky v nepomenovanej žilnej štruktúre, ako aj z haldy Novej šachty.

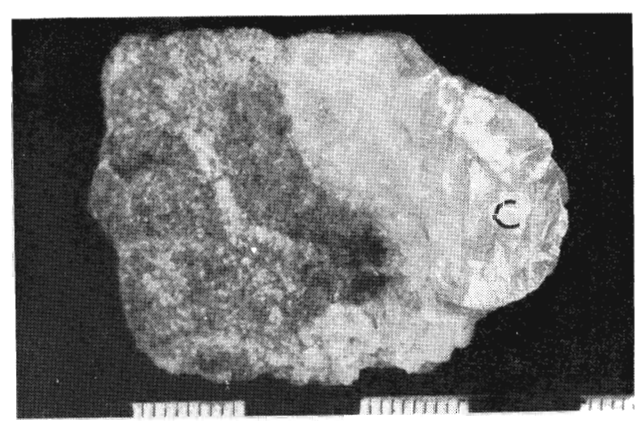
Celestín bol doteraz na Slovensku opísaný z Cu-ložiska Špania Dolina (Zepharovich, 1859), z oligocénnych až miocénnych anhydritovo-dolomitových evaporitov vo vrte pri Bzovíku (Marková a Meier, 1972; Marková et al., 1972), z permských septárií v oblasti Liptovskej Tepličky a Vikartoviec (Šímová a Ďurovič, 1976) a zo strednotriasových reiflinských vápencov vo vrte Kuklov vo viedenskej panve (Mišík, 1986).

Celestín z Banskej Štiavnice sa vyskytuje v podobe bezfarebných až blankytne modrých agregátov tabuľkovitých kryštálov v 2 - 3 cm hrubých žilkách spolu so sadrovcom a dolomitom v propylitizovanom a miestami pyritizovanom andezite (obr. 1). Kryštály celestínu majú veľkosť cca 1 cm, hrúbku približne 0,5 - 2 mm a jeho agregáty dosahujú veľkosť 3 x 2 cm. Minerál má výraznú štiepateľnosť vo viacerých smeroch, najmä podľa (001), a na štiepnych plochách perleťový lesk. Identitu celestínu potvrdila rtg difrakčná analýza (d/I: 3,44/100 - 3,29/100 - 2,97/90 - 2,73/50 - 2,04/65 - 2,00/75 - 1,60/20). Aj záznam infračerveného absorpčného spektra zodpovedá tabelovaným údajom (maximá v oblasti 610 - 650, 990 - 1210 a 1640 cm^{-1}). Chemicky ide o celestín s lokálne zvýšeným obsahom BaO (priemer 4 analýz na prístroji EDAX: 56,46 % SrO, 42,90 % SO_3, max. 2,29 % BaO). Z polymetalického ložiska Banská Štiavnica (žila Terézia a Bieber) je naopak známy baryt so zvýšeným obsahom SrO (Koděra, 1956; Kantor, 1966).

Spolu s celestínom vystupuje sadrovec v podobe až 10 cm veľkých kusov mariánskeho skla, príp. individuálnych cca 1 cm veľkých idiomorfne ohraničených kryštálov.

Dolomit (29,71 % CaO, 18,42 % MgO, 5,24 % FeO + MnO, 46,63 % CO_2) má formu bielych kryštalických žiliek hrúbky do niekoľkých centimetrov, je starší ako celestín a sadrovec a vytvára lemy na okraji žiliek.

Výskyt celestínu spolu so sadrovcom a dolomitom na polymetalickom hydrotermálnom ložisku Banská Štiavnica možno zaradiť do najmladšej - 6. prínosovej zrudňovacej periódy, ktorú vo vrchných partiách žíl tvorí kremeň a baryt, v hlbších sú popri nich aj karbonáty, lokálne s hojnejším svetlým sfaleritom a galenitom (Koděra et al., 1986). Nízkotermálne podmienky v závere 6. periódy sa zrejme lokálne vyznačovali nedostatkom, resp. vyčerpaním Ba^{2+} pri zvýšenej koncentrácii Sr^{2+} a SO_4^{2-}, čo viedlo ku kryštalizácii celestínu a sadrovca.



Obr.1. Tabuľkovité agregáty celestínu (C) s dolomitom (svetlosivý) v propylitizovanom andezite (tmavosivý). Lok.: Banská Štiavnica - halda Novej šachty. Mierka v mm.

Fig. 1. Slab-like aggregates of coelestine (C) with dolomite in propylitized andesite (dark-green). Loc.: Banská Štiavnica - dump of the Nová šachta shaft. Scale in mm.

Literatúra

Kantor, J. 1966: Thermoluminiscence of barites on example of some westcarpathian deposits. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 17, 35 - 49.*

Koděra, M. 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Zoš., 42, 3 - 110.*

Koděra, M. et al. 1986: Topografická mineralógia Slovenska 1. *Bratislava, Veda, 580.*

Marková, M. & Meier, R. 1972: Terciérne evapority v podloží neovulkanitov Krupinskej vrchoviny. *Geol. Práce, Spr., 58, 125.*

Marková, M., Planderová, E. & Polák, M. 1972: Oligocene evaporites in Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 263 - 280.*

Mišík, M. 1986: Fluorit a celestín z karbonatických hornín triasu z podložia viedenskej panvy. *Mineralia slov., 18, 259 - 266.*

Šímová, M. & Ďurovič, V. 1976: Karbonatické septárie so síranmi v perme melafýrovej série Nízkych Tatier. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 30, 105 - 117.*

Zepharovich, V. v.1859: Mineralogische Lexicon für das Kaisserthum Österreich. I. Band. *Wilhelm Braumüller Wien, 627.*

INFORMÁCIA

Nová lokalita stilbitu vo Vysokých Tatrách

JÁN JAHN a PAVEL UHER

(Doručené 12. 9. 1991)

Na puklinách granitoidov tatranského plutónu v sedle Západná Železná brána (2280 m),ležiacom medzi Západným Železným štítom (2360 m) a Malou Snežnou kopou v uzávere Zlomiskovej doliny 6,5 km na SV od Štrbského Plesa, sme roku 1988 zistili nový výskyt stilbitu.

Minerál sa vyskytuje v podobe kryštalickej kôry hrubej cca 3 mm, ktorú tvoria radiálne lúčovité agregáty a lokálne tabuľkovité zrastlice kryštálov podľa (010). Je biely so zelenkastým odtieňom, vryp je biely, lesk sklený, tvrdosť 3,5 - 4, hustota určená hydrostaticky je 2,2.

Stilbit identifikovala rtg difrakčná analýza (d/I): 9,12(100) - 4,64(40) - 4,26(20) - 4,05(90) - 3,39(20) - 3,19(30) - 3,03(80) - 2,77(30) - 1,82(50) a 41 ďalších charakteristických línií slabšej intenzity).

Stilbit v paragenéze s chabazitom z Vysokých Tatier prvýkrát uvádza Morozewicz (1909), ktorý ho našiel v pásme zvetraných granitoidov v oblasti sedla Prielom (2290 m) a ďalší výskyt z oblasti Velickej doliny uvádza Gorek (1959). Z genetického hľadiska možno všetky výskyty zeolitovej mineralizácie tvorenej stilbitom (príp. aj chabazitom) na puklinách hornín tatranského plutónu zaradiť k produktom alterácie plagioklasu z okolitých granitoidov.

Dokumentačná vzorka je uložená v zbierkach Slovenského národného múzea v Bratislave pod číslom M 19 617.

Mineralia slovaca, 24, (1992), 325 - 328

DISKUSIA

Geochemické vysvetlivky ku geologickým mapám; návrh metodiky vypracovania

DUŠAN HOVORKA a ŠTEFAN MÉRES

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 13. 12. 1991, revidovaná verzia doručená 15. 5. 1992)

Geochemical explanations to geological maps; proposal for their elaboration

Explanations to existing geological maps of the territory of Slovakia offer information on geological situation within individual sheets only. Authors offer method of rationally oriented geological survey in the pre-Mesozoic Western Carpathians complexes. Its result should be "Geochemical explanations to geological map". In the first part of the Explanations we suggest to present all geochemical data necessary for the solving of the environmental problems. Among such data geochemical characterization of the main as well as geochemically important rock types should be given. Such data are cornerstones for definition of chosen associations of the chemical elements in rocks.

In the second part of the Explanations we propose to give genetical interpretation of new petrological and geochemical results which would be comparable with the present day trends in geology (development of individual rock types, reconstruction of their protoliths, source areas, correlation of lithostratigraphic units, geodynamical development of the mountain chain and others).

Úvod

Komplexné poznávanie abiotického prostredia aktivít ľudskej spoločnosti je v súčasnosti stredobodom záujmu a miesto geológie v ňom je nezastupiteľné. Jedným z významných príspevkov geológie do problematiky životného prostredia by mali byť aplikovateľné geochemické údaje.

V rokoch 1980 - 1985 sa v Slovenskej republike realizoval projekt zostavovania geochemickej mapy Nízkych Tatier (GÚDŠ: Gazda et al., 1980). Jeho výsledky (Gbelský et al., 1985) možno pokladať za kontraverzné najmä z nasledujúcich dôvodov:

a) Sám cieľ (výstup) projektu - jednoprvkové geochemické mapy podstatnej časti územia Nízkych Tatier - považujeme v kryštaliniku Západných Karpát za nevhodný.

b) V oblasti s prevahou hornín kryštalinika sa pri zostavovaní geochemickej mapy aplikovala nevhodná metodika odberu vzoriek, ktoré sa následne analyzovali.

c) Kvantitatívne zastúpenie horninových typov v študovanom súbore nevychádzalo z ich významu (rozšírenie, geochemický význam a i.), ale z rozličných subjektívnych faktorov (napr. nerovnaká intenzita zvetrávania jednotlivých typov a z toho vyplývajúca preferencia odberu vzoriek odolnejších horninových typov a pod.).

d) Získané analytické výsledky sa nevyužili na geochemické definovanie základných horninových typov študovaného územia.

e) Nevhodná metodika odberu vzoriek zbytočne finančne zaťažila projekt (priveľa analytických stanovení z petrograficky a geochemicky identických horninových typov).

f) Doteraz niet finálneho produktu projektu - geochemickej mapy (pokladáme to za priamy dôsledok zlej metodiky riešenia a nevhodne vytýčených cieľov projektu).

V rokoch 1991 - 1995 sa v Slovenskej republike realizuje vedeckotechnický projekt Výskum geologických faktorov životného prostredia, ktorého riešiteľom je GÚDŠ. Jedným z jeho výstupov má byť Geochemický atlas Slovenskej republiky. Geochemické mapovanie podľa schváleného a už realizujúceho sa projektu je zamerané na riečne sedimenty, horniny, pôdu, podzemnú vodu, lesnú biomasu a prirodzenú radioaktivitu územia. Význam geochémie hornín pri ostatných vymenovaných objektoch geochemického mapovania je nepochybný. Definovanie chemického zloženia základných a niektorých významných horninových litotypov dáva obraz o prirodzenej distribúcii chemických prvkov v horninovom prostredí. Definovanie prirodzeného obsahu prvkov v horninách a formy ich vystupovania slúži následne ako podklad na odlíšenie prirodzenej a antropogénnej

koncentrácie chemických prvkov v sedimentoch, podzemnej vode, pôde atď.

V predmezozoických komplexoch Západných Karpát sa často vedľa seba vyskytujú geochemicky kontrastné horninové telesá (ultrabazity : pararuly) rozličného plošného rozsahu. Tieto telesá môžu mať v rámci jedného petrografického typu homogénne chemické zloženie. Odber vzoriek v štvorcovej sieti s cieľom zostrojiť jednoprvkové mapy v takomto území by viedol v podstate len k okontúrovaniu horninových telies. Takýto výsledok sa dá dosiahnuť už dobrým geologickým mapovaním, a preto jedným zo základných cieľov geologických prác s výstupmi do životného prostredia by malo byť definovanie prirodzeného obsahu chemických prvkov v základných horninových litotypoch predmezozoických útvarov, a nie jednoprvkové mapy. Komplexné zhrnutie výsledkov takto zameraných prác by malo vyústiť do geochemických vysvetliviek k existujúcim geologickým mapám (mierky 1:50 000). Vo vysvetlivkách by mali byť základné údaje potrebné pri riešení problematiky životného prostredia, ako aj údaje potrebné pri riešení základných problémov geologickej stavby.

Metodika

Efektívnosť geologických prác závisí najmä od aplikovanej metodiky. Tá by mala brať do ohľadu najmä nasledujúce aspekty:

a) stupeň geologického poznania vyjadrený hlavne aplikovaním zverejnených geologických máp,

b) petrografickú a geochemickú charakteristiku základných a geochemicky významných litotypov odlíšených v geologických mapách, resp. definovaných na základe nových údajov,

c) stupeň preštudovania takto geochemicky definovaných horninových typov v jednom súbore by mal byť primeraný ich plošnému rozšíreniu a geochemickému významu,

d) v záujme efektívneho využitia energie vloženej do riešenia projektov a optimálneho využitia finančných prostriedkov by sa geochemické dáta mali využiť v oblasti životného prostredia, ale zároveň významnou mierou prispieť k poznaniu genézy, vývoja, príp. aj metalogenézy základných horninových typov a celých litostratigrafických jednotiek,

e) všetky analytické údaje by sa mali evidovať v centrálnej databanke.

Predkladáme našu predstavu racionálne a účelne zameraných geologických prác v predmezozoických útvaroch Západných Karpát.

Pracovný postup možno rozdeliť do nasledujúcich etáp:

1) odber vzoriek,
2) petrografická charakteristika,
3) analytické práce,
4) spracovanie výsledkov.

Odber vzoriek

Odberu vzoriek musí predchádzať konfrontácia vyčlenených základných horninových typov v geologickej mape s aktuálnymi geologickými poznatkami. Do tejto etapy treba zahrnúť aj spracovanie prehľadu o všetkých geochemických údajoch najmä zo súborných prác. Následne by sa mali odobrať 2 - 3 kg reprezentatívnych vzoriek základných horninových typov. Už v tejto etape bude nevyhnutné odobrať aj vzorky geochemicky významných horninových typov, a to aj v prípade, keď nie sú vyznačené v geologickej mape. Pod geochemicky významnými typmi rozumieme horniny s anomálnym obsahom niektorých chemických prvkov, ktoré sa môžu často vyskytovať iba lokálne, ale môžu mať veľký podiel na prirodzenej distribúcii niektorých významných chemických prvkov v istom regióne. Odobraté vzorky základných horninových typov nesmú byť postihnuté nijakými naloženými premenami. Stanovený obsah sledovaných prvkov by v nich mal reprezentovať ich primárne koncentrácie. V súbore vzoriek by mali byť rovnomerne zastúpené základné horninové typy z každej litostratigrafickej jednotky. Z jedného horninového typu (litotypu) odporúčame študovať najmenej 3 vzorky, maximálne 10 vzoriek.

Z každej vzorky horniny, ktorá sa bude analyticky spracúvať, by sa mala deponovať horninová vzorka.

Petrografická charakteristika

Vzorky treba dôkladne petrograficky zhodnotiť. Výsledkom petrografického rozboru má byť struč-

ný, ale výstižný "rodokmeň horniny": presné petrografické označenie horniny, definovanie základných horninotvorných minerálov a minerálov v akcesorickom množstve. Petrografický opis by mal poskytnúť predstavu o forme vystupovania sledovaných prvkov. Tieto informácie sú nevyhnutné pre nadväzné štúdium charakteru a intenzity naložených procesov a ich vplyvu na prirodzenú distribúciu prvkov.

Schéma 1

Schéma metodického postupu

Súhrn existujúcich poznatkov
rekognoskácia terénu, aktualizácia geologickej mapy, súhrn geochemických dát

Odber vzoriek
základné a geochemicky významné typy

Petrografická charakteristika
názov horniny, makroskopický a mikroskopický opis

Analytické práce
stanovenie obsahu vybraných prvkov

Spracovanie výsledkov
Výstup A: údaje potrebné pri riešení životného prostredia
Výstup B: údaje potrebné pri riešení geologických problémov

Analytické práce

Na základe petrografického rozboru je nevyhnutné vybrať reprezentatívne vzorky z vyčlenených základných horninových typov a geochemicky významných typov na analytické spracovanie. V záujme realizácie navrhnutých výstupov do oblasti životného prostredia, ako aj na riešenie genézy horninových litotypov odporúčame v reprezentatívnych vzorkách stanoviť súbor prvkov uvedených v tab. 1. Pri výbere sme vychádzali z toho, že v súbore stanovovaných prvkov musia byť zahrnuté najmä:

a) všetky významné prvky, ktoré sú predmetom sledovania v pôde, podzemnej vode, biomase, v sedimentoch atď. (Thalmann et al., 1989, Vrana, 1991);

b) prvky významné pri riešení genetických problémov horninových litotypov (Taylor a McLennan, 1985; Cabanis a Thiéblemont, 1988; Lipin a McKay, 1989; Thiéblemont a Cabanis, 1990 a i.).

Keďže analytické údaje z hornín by mali byť porovnateľné s analytickými údajmi získanými z iných objektov geochemického mapovania (sedimenty, pôdy atď.), je nevyhnutné, aby sa sledované prvky analyzovali rovnakou metódou Preto v tab. 1 uvádzame aj odporúčané analytické metódy stanovovania prvkov.

TAB. 1

Návrh analytickej metódy a súboru prvkov na analýzu hornín

Analytická metóda	Prvok
ICP-AES	Al, Be, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, Mg, Mo, Ni,P, Ti, V, W, Y, Zr
AAS	As^+, Cd, Cs, Hg^+, K, Li, Mn, Na, Pb, Rb, Sb^+, Se^+, Tl, Zn
XRF	Ba, Ga, Sr
INAA	Eu, Gd, Hf, La, Nd, Pr, Sc, Sm, Ta, Tb,Th, U, Yb

ICP-AES - atómová emisná spektrometria s indukčne viazanou plazmou; AAS - atómová absorpčná spektrometria; + - hydridová metóda, XRF - röntgenofluorescenčná spektrometria; INAA - inštrumentálna neutrónová aktivačná analýza.

Spracovanie výsledkov a výstupy

Podľa navrhovanej metodiky by základným výstupom mali byť geochemické vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1:50 000. Navrhujeme, aby ich text mal takúto osnovu: A - údaje potrebné pri riešení problematiky životného prostredia; B - údaje potrebné pri riešení geologických problémov.

V prvej časti (A) by mal byť výstižný komentár ku geologickej mape, pre ktorú boli vypracované geochemické vysvetlivky. Komentár by mal prístupnou formou (aj pre negeológov) vysvetliť spôsob vymedzenia základných litotypov v geologickej mape. V tejto časti je nevyhnutné uviesť aj nové poznatky z geochémie a genézy základných litotypov zverejnené po vytlačení príslušnej geologickej mapy. Takýto komentár je nevyhnutný aj preto, že niektoré už publikované geologické mapy nemajú textové vysvetlivky. Ďalšia kapitola tejto časti vysvetliviek by mala zosumarizovať poznatky o konkrétnych základných a geochemicky významných litotypoch daného územia mapy (spôsob geologického vystupovania, petrografická charakteristika ...). Pri základných a geochemicky významných litotypoch treba uviesť aj geochemickú charakteristiku (priemerný obsah prvkov, základné

Schéma 2

Základné údaje potrebné pri riešení problematiky životného prostredia

Názov horninového typu

Označenie v geologickej mape

Petrografická charakteristika

Geochemická charakteristika

Prvok	Aritmetický priemer	Štandardná odchýlka	Počet vzoriek	Forma vystupovania

štatistické údaje, forma vystupovania prvkov). Výsledky navrhujeme prezentovať prehľadnou formou.

V druhej časti (B) by mala byť konfrontácia poznatkov prezentovaných v geologickej mape územia s novými poznatkami. Ďalej tu navrhujeme uviesť genetickú interpretáciu novozískaných výsledkov v súlade so súčasným svetovým trendom (rekonštrukcia protolitu, geodynamické prostredie vzniku, zdrojová oblasť, metamorfný vývoj atď.).

Súčasťou geochemických vysvetliviek by mal byť tabelárny prehľad všetkých analytických výsledkov, stručná petrografická charakteristika vzoriek a ich lokalizácia. Tá by v záujme rýchlej a jednoznačnej orientácie mala vychádzať z topografického podkladu máp mierky 1:50 000.

Schéma 3

Údaje uvádzané v prílohe geochemických vysvetliviek pri každej analyzovanej vzorke

Názov horniny

Označenie v geologickej mape

Petrografická charakteristika

Geochemická charakteristika

Prvok	Obsah

Genéza horniny

Lokalizácia

Záver

Cieľom autorov tejto práce bolo navrhnúť racionálnu a účelnú metodiku geologických prác, ktorých výsledky by boli aplikovateľné tak v oblasti životného prostredia, ako aj pri riešení nových genetických problémov v predmezozoických útvaroch Západných Karpát.

Navrhovaná metodika berie do ohľadu:

a) v súčasnosti dostupné údaje o geologickej stavbe územia a horninovú náplň, ktorá z nej vyplýva;

b) akútnosť problematiky životného prostredia, ktorá vyžaduje rýchle a efektívne riešenie;

c) efektívnosť využitia finančných prostriedkov komplexným zhodnotením získaných údajov.

Podľa navrhovanej metodiky výstupy do oblasti životného prostredia dávajú základnú predstavu o geochémii hornín predmezozoického fundamentu územia Slovenskej republiky na následné detailné štúdium (procesy zvetrávania, migrácia toxických a biologicky významných prvkov, pôdotvorné procesy a i.).

Navrhnutá prezentácia základných poznatkov o genéze horninových typov je jedným z predpokladov poznania širších geologických súvislostí (korelácia litostratických jednotiek, vypracovanie geodynamického modelu vývoja Západných Karpát a i.).

Literatúra

Cabanis, B. & Thiéblemont, D. 1988: La discrimination des tholéites continentales et des basaltes arriére-arc. Proposition d'un nouveau diagramme le triangle Th-3 x Tb-2 x Ta. *Bull. Soc. Géol. France (Paris), 6, 927 - 935.*

Gazda, S., Gubač, J., Kantor, J. & Lexa, J. 1980: Geochemický výskum a izotopová geológia vybraných oblastí SSR. (Projekt rezortnej úlohy na roky 1980-1985). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Gbelský, J., Gubač, J., Martinský, L., Žáková, E., Vrana, K., Suchý, Š., Miko, O., Hraško, L., Határ, J., Lešťák, P., Danillova, J., Straka, P. & Gargulák, M. 1985: Litogeochemické mapy a profily Nízkych Tatier v mierke 1:50 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Lipin, B. R. & McKay, G. A. (Eds.) 1989: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. *Rev. Mineralogy, 21, 348.*

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985: The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell, Oxford, 312.*

Thalmann, F., Schermann, O., Schroll, E. & Hausberger, G. 1989: Geochemischer Atlas der Republik Osterreich, 1:1 000 000. Bohmische Masse und Zentralzone der Ostalpen. *Wien, 141.*

Thiéblemont, D. & Cabanis, B. 1990: Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Géol. France, 1, 23 - 35.*

Vrana, K. 1991: Výskum geologických faktorov životného prostredia. (Vedeckotechnický projekt na roky 1991-1995). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Mineralia slovaca, 24, (1992), 329 - 331

Teran, akrečný teran, teranový koncept

PAVOL GRECULA
Geocomplex, a.s., Werferova 1, 040 11 Košice

Vo svetovej geologickej literatúre sa už dlhšie a dosť často používa termín "terrane" *, a to vo veľmi širokom významovom spektre. Jedna skupina autorov mu pripisuje striktne tektonický, hoci veľmi široký význam, iní autori ho používajú aj v tektonicko-faciálnom, či tektonicko-stratigrafickom význame. Najčastejšie sa pod termínom teran rozumie istá vymedzená časť zemskej kôry s nahromadenými charakteristickými horninovými komplexmi pomocou tektonickej aktivity (odlišujúcimi sa od susednej oblasti), so špecifickým geotektonickým pozadím vývoja od riftingu cez akrečné udalosti až po neskoršiu tektonickú disperziu. Pravda, mnohí geológovia takúto obsahovú náplň termínu teran plne neakceptujú. Z toho vychodí, že problematika teranov je ešte stále vo vývoji.

Vývoj a objasnenie obsahu termínu teran

Podľa Geologického slovníka (Campbell et al., 1972) termín teran ("terrane") označuje buď určité horniny, či skupinu (komplex, masív, sériu vrstiev, zónu) hornín, alebo oblasť, kde sa určité charakteristické zoskupenie hornín vyskytuje. Podľa tohto prameňa termín teran sa používa vo všeobecnom význame a nezáväzne označuje určitú geologickú jednotku alebo skupinu takýchto jednotiek.

Novší Geologický slovník (Bates a Jackson, 1987) podľa definície Jonesa et al. (1983) používa termíny teran a akrečný teran ("accreted terranes") ako synonymá, pričom ich význam sa vzťahuje na kontinentálnu akréciu, t. z. na tektonické nahromadenie horninových súborov v určitej vymedzenej zóne. Takéto označenie sa odvodzuje z konceptu tzv. podozrivých (neurčitých,pochybných teranov; "suspect terrane"), ktorý vypracoval Coney et al. (1980). Podľa neho "terany sú "podozrivými" preto, že nie je isté ich paleogeografické postavenie s ohľadom na severoamerický kontinent. Väčšinou skutočne ide o alochtónne usporiadanie geologických jednotiek, javiace sa ako dôsledok kolízie a akrécie (nahromadenia) na severoamerický kratonický okraj ". Takéto vysvetlenie dáva termínu teran už jasne genetický zmysel, t. z., že horninové komplexy teranov sa považujú za cudzie (v tomto prípade severoamerickému) tej časti kontinentu, na ktorom ležia a boli tu v dôsledku kontinentálnej akrécie "pridané" ku kontinentu, a to na konvergentnej hranici platne. Výklad termínu teran v tomto duchu zdôrazňuje nielen jeho genetické pozadie, ale aj tektonické usporiadanie, teda jeho alochtónnu pozíciu. Na základe takto interpretovaného významu teranu definovali v roku 1983 Howell a Jones nasledujúce typy teranov.

Alochtónny teran je taký, ktorého premiestnenie je presne dokumentované. Počet presunových fáz nemusí byť veľký, ale pohyb musí byť významný, aby vedľa seba umiestnil rozličné horniny a zároveň úplne narušil pôvodný faciálny sled (trend).

Exotický teran je alochtónny teran majúci povahu extrémne ďalekého presunu (podľa Dovera, 1990, tento termín niektorí autori používajú ako synonymum alochtónneho teranu).

Akrečný teran je teran, ktorý nie je v pôvodnej pozícii a bol inkorporovaný do kontinentálnej kôry počas akrečných procesov (podľa Dovera, 1990, akrečný teran je alochtónny, ale nie nevyhnutne exotický). Po akrečných epizódach nasledovali komplexné strike-slipové udalosti - poakrečná disperzia: horizontálny pohyb na zlomoch, vrásnenie a prešmyky, ktoré spôsobili deštrukciu teranov.

Neskôr Howell (1989) použil termín "tektonostratigrafický teran" a uviedol aj základný koncept filozofie teranu. Tektonostratigrafický teran je re-

* Problematika používania anglického termínu "terrane" v slovenských textoch redakcia prerokovala s jazykovedcami a prijalo sa toto odporúčanie: Termín v podobe "terrane" v slovenskom texte je lexikálnym citátom, a preto je nevhodný. V titulku, ako aj ďalej pracovne používame termín v podobe "teran". Z citátovej formy "terrane" vynechávame tzv. nemé *e* a skupinu *rr* zjednodušujeme na *r*, čo je v slovenčine bežné (napr. terasa, terakota a pod.). Podoba teran (tak sa aj vyslovuje) je - podľa našej mienky - výhodná aj z hľadiska morfológie (skloňuje sa) a spĺňa aj požiadavku operatívnosti (tvorí sa od nej potrebné adjektívum teranový).

gionálna tektonická jednotka vyznačujúca sa špecifickou geologickou históriou a zreteľnými stratigrafickými postupnosťami odlišnými od susedných teranov, s ktorými je v tektonickom styku. Pozorovateľné rozdiely v horninovom zložení sú pri stanovovaní tektonostratigrafických teranov rozhodujúce. Majú teda deskriptívny a negenetický charakter. Definícia tektonostratigrafických teranov pripúšťa však aj ich akrečný pôvod, ale nevyžaduje ho.

Deskriptívny, či genetický význam termínu terane ?

Termíny, o ktorých uvažujeme, ich obsah, ako aj používanie sú teda značne rozdielne až rozporné. Pôvodne, ako to vychodí z vyššie uvedeného prehľadu, sa koncept teranov chápal ako deskriptívny rámec pre zjavne odlišné horninové súbory, ktoré sú aj štruktúrne navzájom jasne vyčleniteľné. Neskôr, pridanie prívlastku akrečný viedlo k chápaniu teranu v genetickom zmysle, ale zároveň aj k upozorneniu, že ide o litotektonické súbory s nejednoznačným určením ich paleogeografického vývoja a priestorovej pozície. Základnou otázkou teda je, či má termín teran deskriptívny, alebo genetický význam. Odpoveď je nejednoznačná, ale malo by byť jasné, že termíny teran, akrečný teran, tektonostratigrafický teran a i. nie sú synonymá. V osemdesiatych rokoch sa väčšinou uvažovalo v genetickom zmysle a používal sa termín akrečný teran. Nejednotnosť interpretácie tohto termínu viedla niektorých autorov k používaniu deskriptívnych termínov (zóna - Wiliams et al., 1988; skupina, grupa - Maheľ, 1983, 1989; spoločenstvo, sukcesia, paragenéza). V tejto súvislosti treba objasniť aj termín akrécia a akrečný teran. Kontinentálna akrécia (Coney et al., 1980), resp. akrečné procesy (Howell et al., 1983; Moore, 1983), zahŕňa rast (hrubnutie) kontinentálnej kôry na okrajoch konvergentných platní. Nie je to jediné vysvetlenie obsahu termínu akrécia. Používa sa aj v negenetickom zmysle ako "pridaný k" alebo ako synonymum na označenie alochtonity nejakej jednotky, a to bez ohľadu na to, či ide o kontinentálnu akréciu, alebo o vzťah okrajov platní v dôsledku kolíznych procesov. Takáto nejednotná či obsahovo mnohoznačná definícia, žiaľ, umožňuje aj veľmi voľné použitie. Preto by autori mali v poznámkach uvádzať, v akom zmysle termín akrécia (ale aj iné termíny) používajú. Ak sa píše o akrečných terranoch, treba sa venovať aj akrečným procesom.

Väčšina autorov však považuje za nevhodné používať termín akrečný v zmysle "pridaný k niečomu" alebo ako niečo alochtónne. Tak by napr. v príkrovovej stavbe Západných Karpát bolo množstvo akrečných teranov a z toho by vyplynul nepredstaviteľný názorový chaos vo vývoji Karpát. Nie je vhodné používať termín akrečný ani ako synonymum alochtonity. Neobstojí konštatovanie, že všetky akrečné terany sú alochtónne (ale ani to, že všetky alochtónne terany sú akrečné; Dover, 1990). To nielenže odporuje konceptu kontinentálnej akrécie, ale zahmlieva geologické javy, ktoré možno jasne a jednoducho pomenovať zaužívanými stratigrafickými či tektonickými názvami (napr. je oveľa zrozumiteľnejšie a informatívnejšie opísať istý blok ako posun pozdĺž ľavostranného horizontálneho posunu o 200 - 400 km z oblasti predpokladaného východného pokračovania Východných Álp do priestoru dnešných Západných Karpát ako ho nepresne definovať termínom teran; alebo jednoznačnejšie vyznie definovanie určitých faciálnych vývojov tvoriacich súbor litostratigrafických jednotiek, ktoré tvoria jeden príkrov presunutý na vzdialenosť desiatok km - napr. vzťah chočského a krížňanského príkrovu). Tým sa nestavíame proti uplatňovaniu teranovej analýzy v Karpatoch, naopak, je to nevyhnutné urobiť, aby nám to neurobili iní. Rôznorodý výklad termínu teran nesmie však ďalej neprehľadňovať geologický vývoj Karpát.

Tí, ktorí isté geologické zóny interpretujú ako terany, sa musia zaoberať aj ich genetickou stránkou, lebo v opačnom prípade to uberá z pozitívnosti prezentácie údajov a vierohodnosti ich interpretácie. Teranový koncept a jeho implikácia na isté oblasti môžu byť naozaj podnetné a môžu odstrániť aj niektoré nedostatky v tektonickej analýze územia. Horšie je, ak ide iba o módnu záležitosť. Vtedy, ako uvádza Dover (1991), liek môže byť horší ako choroba. A ak sa používa nevhodná, alebo iba všeobecne definovaná teranová terminológia, je to potom iba biedna náhrada za štandardný tektonický slovník.

Aplikácia teranového konceptu

O spomenutých problémoch teranového konceptu sa diskutuje na rozličných medzinárodných podujatiach. Je to aktuálna téma aj v rámci projektu IGCP

č. 276 Paleozoikum Tetýdy, v ktorom sa zostavuje aj teranová mapa alpsko-himalajskej oblasti (Ebner a Neubauer, 1990, 1992) za účasti aj našich odborníkov. Viaceré diskusie boli publikované (Howell et al., 1983, 1985; Hudson, 1987; Dover, 1990 a i.), ale sú už aj mapy teranov, napr. cirkumatlantického fanerozoického orogénu (Keppie a Dallmeyer, 1989), resp. sú v pokročilom štádiu prípravy (Ebner a Neubauer, 1992). To nás vedie k záveru o potrebe aplikovať teranový koncept aj na Západné Karpaty. Ako to býva, problém sa ľahšie vidí, ako rieši a prvé ťažkosti sú už s termínmi teranového konceptu, ktoré sme uviedli.

Pre záujemcov o túto tému budú azda najzaujímavejšie publikácie: Howell (1989), Keppie a Dallmeyer (1989). Iba stručne uvedieme, že na teranovú analýzu treba okrem podkladovej geologickej a tektonickej mapy zostaviť teranové, resp. akrečné diagramy v grafickej forme s vyznačením rozličných litologických jednotiek a podobných litologických jednotiek rovnakého veku v rozličných teranoch, treba poznať chronológiu akrécie, plutonických a metamorfných udalostí a pod., a urobiť podrobný opis teranov vyznačených na mape teranov (názov teranu, jeho definovanie, hranice, stratigrafické komplexy, magmatické, deformačné a metamorfné udalosti doložené geochronologickými údajmi, časová postupnosť akrečného nahromadenia - rastu kôry, následná poakrečná disperzia, korelácia so susednými terranmi a literárne referencie).

V oblasti Západných Karpát bude užitočné pokúsiť sa vyčleniť a definovať (?)kadómske (bajkalské, panafrické) terany, akrečné terany variskej kolízie kontinentálnych platní, resp. kontinentálnej a oceanickej platne a ich alpínsku disperziu, a najmä nie menej problematické alpínske terany. Pritom treba pamätať na terminologické úskalia, ktorých sme sa dotkli.

Záver

Je veľmi dôležité explicitne sa vyjadriť, či sa termíny teran a akrécia používajú v deskriptívnom, alebo v genetickom zmysle. Používanie a výklad týchto termínov bude individuálne (avšak táto rôznorodosť sa postupne môže stať podkladom na jednoznačnejšie definovanie geotektonického vývoja Karpát, a najmä okraja kontinentálnych platní na báze konceptu teranovej analýzy). Jednako však na základe doterajších poznatkov zahraničných autorov sa odporúča používať termín teran v deskriptívnom zmysle a akrečný teran v zmysle kontinentálnej akrécie. To vylučuje ich používanie ako ekvivalentných termínov a je predpokladom na objektívnejšie hodnotenie kontraverzných teranov.

Literatúra

Bates, R. L. & Jackson, J. A. 1987: Glossary of geology (third edition): Alexandria, Virginia, *American Geological Institute, 788.*

Campbell, I., Gary, M., McAfee, R. & Wolf, C. L. 1972: Glossary of geology. *AGI, Washington.*

Coney, P. J., Jones, D. L. & Monger, J. W. H. 1980: Cordilleran suspect terranes. *Nature, 288, 329 - 333.*

Dover, J. H. 1990: Problems of terrane terminology - causes and effects. *Geology, 6, 487 - 488.*

Ebner, F. & Neubauer, F. 1990: Terrane map of the Alpine-Himalayan belt 1:2 500 000. *Abstracts, Meeting IGCP project No. 276, Algeria, 14 - 16.*

Ebner, F. & Neubauer, F. 1992: Terrane map of the Alpine-Himalayan belt, Western part. 6th Congres of the Geol. Soc. Greece. *Abstracts, Athens, 11.*

Hansen, V. L. 1988: A model for terrane accretion: Yukon-Tanana and Slide Mountain terranes, northwest North America. *Tectonics, 7, 1167 - 1177.*

Howell, D. G 1989.: Tectonics of Suspect Terranes-Mountain building and continental growth. London/New York (Chapman & Hall),

Howell, D. G. & Jones, D. L. 1983: 1. Tectonostratigraphic terrane analysis and some terrane vernacular. *In: Howell, D. G. et al. (Eds.): Proceedings of the Circum-Pacific Terrane Conference: Stanford University Publications, Geological Sciences, v. XVIII, 6 - 9.*

Howell, D. G., Schermer, E. R. & Jones, D. L. 1983: . Terrane accretion and the growth of continents. *In: Howell, D. G. et al. (Eds.): Proceedings of the Circum-Pacific Terrane Conference: Stanford University Publications, Geological Sciences, v. XVIII, 118.*

Howell, D. G., Jones, D. L. & Schermer, E. R. 1985: Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. *In: Howell, D. G. (Ed.): Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Huston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Ser. No. 1, 3 - 30.*

Hudson, T. L. 1987: Opinion: Suspect philosophy? *Geology, 15, 1177.*

Jones, D. L., Howell, D. G., Coney, P. J. & Monger, J. W. H. 1983: Recognition, character, and analysis of tectono-stratigraphic terranes in western North America. *In: Hashimoto, M. & Uyeda, S. (Eds.): Accretion tectonics in the Circum-Pacific region. Tokyo, Terra, 21 - 35.*

Keppie, J. D. & Dallmeyer, R. D. 1989: Tectonic map of the Pre-Mesozoic Terranes in Circum-Atlantic Phanerozoic orogens. *IGCP No. 233, Halifax/Nova Scotia.*

Maheľ, M. 1983: Návrh na novú tektonickú nomenklatúru základných tektonických elementov Západných Karpát. *Mineralia slov., 15, 359 - 365.*

Maheľ, M. 1989: Tectonotypes of the West Carpathians - starting point of genetic classification of nappes. *Abstract of XIV. Congress CBGA, Sofia, 541 - 546.*

Moore, G. W. 1983: Processes of terrane accretion. *In: Howell, D. G. et al. (Eds.): Proceedings of the Circum-Pacific Terrane Conference. Stanford University Publications, Geological Sciences, v. XVIII, 152 - 154.*

Struik, L. C. 1988: Crustal evolution of the eastern Canadian Cordillera. *Tectonics, 7, 727 - 747.*

Williams, H., Colman-Sadd, S.P. & Swinden, H.S. 1988: Tectonic-stratigraphic subdivisions of central Newfoundland. In: Current research, Part B. Geol Surv. Canada Paper, 88-1B, 91-98

Seminár Drahokovové mineralizácie Západných Karpát

Seminár usporiadala skupina pre ložiskovú geológiu pri ÚV SGS v Bratislave dňa 28.11.1991. Z odborných prednášok na seminári prinášame stručné abstrakty.

J. K n é s l: **K stratégii vyhľadávania Au rúd na území Slovenska**

Na Slovensku boli od historických čias ťažené ložiská zlata. Priaznivé metalogenetické predpoklady a súčasné poznatky umožňujú predpokladať, že sa tu v budúcnosti opätovne obnoví ťažba Au vo väčšom rozsahu.

Tradičné zdroje Au rúd na Slovensku reprezentujú:

a) zlatonosné rozsypy (Zlatníky, Malinová),

b) predterciérna žilná Au (Sb, As) mineralizácia (Malé Karpaty, Nízke Tatry, Spišsko-gemerské rudohorie),

c) žilná Au-Ag (Pb, Zn, Cu) mineralizácia viažuca sa na neogénny vulkanizmus (Banská Štiavnica, Kremnica, Zlatá Baňa).

V poslednom období sa na Slovensku zistili doteraz pre naše územie netradičné typy Au mineralizácie, hlavne:

d) predterciérna žilná a žilníková Au-W mineralizácia (Jasenie, rad geochemických anomálií v kryštalinikách Slovenskej republiky),

e) predterciérna žilníková (?) Au-Hg mineralizácia s obohatenou pripovrchovou zónou (Uderiná, rad geochemických anomálií v JZ časti veporíd),

f) impregnačná Au mineralizácia priestorovo a geneticky spätá so vznikom sekundárnych silicitov (Remata, Byšta, rad geochemických indícií hlavne v oblasti stredoslovenských neovulkanitov).

V súlade so súčasnou svetovou cenou zlata a s jej predpokladaným trendom (od 350 do 400 USD za troyskú uncu, čo je pri prepočte 1 USD=29 Kčs od 326 do 373 Kčs za g) za okrajovo bilančný možno pokladať priemerný obsah Au okolo 2 gt^{-1} a vyšší, za bilančný okolo 3 gt^{-1} a vyšší. Je prirodzené, že sa uvedená kovnatosť v súvislosti s hĺbkou uloženia, banskotechnickými podmienkami, upraviteľnosťou atď. môže dosť podstatne meniť.

V súvislosti s prechodom nášho hospodárstva na podmienky trhovej ekonomiky treba uvažovať o niektorých zásadných zmenách, ktoré do značnej miery môžu ovplyvniť stratégiu geologickoprieskumných prác zameraných na vyhľadávanie a overovanie ťažiteľných akumulácií zlata.

Spôsob financovania prieskumných úloh na zlato sa už v súčasnosti mení. Zo štátneho rozpočtu sa pravdepodobne budú financovať iba tie fázy prieskumných prác, ktoré umožňujú oceniť skúmanú oblasť (lokalitu) na úrovni overených prognóz (teraz prognózne zdroje P-1), maximálne na úrovni geologickej zásoby (terajšia kategória C-2).

Geologickoprieskumné práce zo štátneho rozpočtu budú v prvom rade zamerané na overovanie perspektívnosti geochemických indícií s cieľom zistiť základný zlatonosný potenciál jednotlivých typov Au mineralizácií Slovenskej republiky. Ďalšie práce podrobnejšieho charakteru na nádejných lokalitách už budú financovať prieskumné a banské spoločnosti vrátane zahraničných. Pokým sa doriešia legislatívne otázky, môže byť spoluúčasť zahraničných spoločností rozhodujúca. To bude treba premietnuť aj do metodiky prieskumu, a to aj v počiatočných fázach financovaných štátom (účelovosť prác, ich časový rozvrh, atď.). Na zhodnocovanie bude nevyhnutné zmeniť kategorizáciu zásob a prognóznych zdrojov tak, aby boli jednotlivé kategórie kompatibilné s kategóriami zásob a prognóz bežne používanými v zahraničí. Každá etapa prieskumných prác by sa mala ukončiť geologicko-ekonomickým rozborom, pri ktorom by sa na úrovni zodpovedajúcej rozsahu a cieľa stanovili podmienky ďalšieho prieskumu a využívania ložiska.

Z hľadiska doteraz známeho potenciálu Au mineralizácie na území Slovenska možno za najperspektívnejšie považovať tzv. netradičné typy Au mineralizácie, a to napriek tomu, že naše doterajšie vedomosti o týchto typoch sú vo väčšine prípadov iba na úrovni geochemických indícií a priaznivých metalogenetických kritérií. Pokým ide o tradičné typy Au mineralizácie, výsledky posledných prác ukazujú, že ani tu nie sú vylúčené pozitívne prekvapenia, a to najmä tam, kde sú tieto mineralizácie otvorené vďaka predchádzajúcej, resp. súčasnej ťažobnej činnosti (Pezinok, Dúbrava, Banská Štiavnica-Hodruša).

M. B ö h m e r a Ľ. B ö h m e r: **Zlato v súčasnej ekonomike baníctva**

Koncom 80-tych rokov bolo spotreba Au v Česko-Slovensku v porovnaní s EHS polovičná, a to 0,2 - 0,3 g na obyvateľa za rok, t. j. 3 až 4,5 t. Spotreba Ag bola 10 g. t. j. 15 t. Spotreba tohto kovu u nás bola 5-krát nižšia ako v EHS. Nedostatok zlata sa pociťoval v klenotníctve, v zdravotníctve a spolu so striebrom aj v niektorých odvetviach priemyslu. Spotreba obidvoch kovov bude stúpať. Požiadavkou je, aby ťažobné a spracovateľské náklady boli nižšie ako veľkoobchodná a svetová cena. Prechod na svetovú cenu je pre našich ťažiarov náročný, pretože tá je nižšia ako donedávna platné limitné náklady. Napríklad v rokoch 1985 - 1950 bol limitný náklad za 1 kg zlata v zliatku 587 980 Kčs, ale veľkoobchodná cena zlata roku 1989 bola len 314 280 Kčs pri svetovej cene 381,42 USD/oz, t. j. 12 263,66 USD/kg. Vysoké nákladové limity viedli aj k nízkej kvalite skúmanej rudy. Za bilančnú sa pri podzemnej ťažbe pokladala ruda s kovnatosťou okolo 1 $g.t^{-1}$ Au, resp. okolo 30 $g.t^{-1}$ Ag. V súčasnosti sa dospieva k názoru, že práve prechodom na ťažbu drahých kovov možno vyrovnať ekonomicky bilanciu viacerých ložísk Cu, Pb, Zn a Sb. Pravda, požiadavka na bilančnú rudu pri podzemnej ťažbe je 3 - 5 $g.t^{-1}$ Au.

V takejto situácii je dôležitá prognóza vývoja svetovej ceny Au. Na jednej strane sú argumenty pre jej rast: pokles svetovej ťažby, obmedzenie prieskumu, znižujúca sa úroková miera, predaj budúcej ťažby; na druhej strane iné fakty by mohli viesť k jej poklesu: pomalé tempo ekonomického rastu, pokles tezauračnej úlohy Au, predaj Au centrálnymi bankami, veľká zásoba Au u obyvateľstva a v bankách. Výsledkom pôsobenia týchto protichodných faktorov bude pravdepodobne stabilita alebo mierny rast ceny Au. V budúcich rokoch možno očakávať svetovú cenu Au 360 - 400 USD/oz. Au dnes patrí medzi najperspektívnejšie kovy na Slovensku, čo dokazujú aj výsledky vyhľadávacieho prieskumu na lokalite Banská Štiavnica-Hodruša, Pezinok, Uderiná. Kremnica je stále naším najväčším ložiskom Au, ale má chudobnú rudu, ktorá vyžaduje dostatočnú kapacitu ťažby. Zabezpečiť dostatočné množstvo využiteľnej zásoby Au a Ag pre "zlatý program" je zložitá úloha, na ktorú treba sústrediť najvyššiu odbornosť a dostatok prostriedkov.

M. B ö h m e r: **Kremnické rudné pole**

Geologickú štruktúru rudného poľa vytvárajú tri žilné systémy generálneho smeru SSV s úklonom na V. Sprevádzajúce žily sú často diagonálne s úklonom na Z. Sú to zlomy často na kontaktoch telies bázického andezitového vulkanického centra. Ďalšia

významná tektonická fáza spojená s prienikom ryolitových dajok a mineralizáciou bola v období vrchný sarmat - spodný panón. V rudných žilách sa uplatnilo šesť pulzov intermineralizačnej tektoniky. Okrem rozsiahlej tektonickej brekciácie sa prejavuje aj hydrobrekciácia.

V rudnom poli vymedzujeme tri etapy minerogenézy: 1. hlbinné kontaktnometasomatické procesy, 2. hydrotermálnu mineralizáciu prevažne kremeňových žíl s Au, Ag v hĺbke s pribúdaním Cu, Zn, Pb a Te, 3. nižšiu termálnu mineralizáciu kremeňovo-karbonátových žíl s Sb (Hg).

Hlavné zásoby sú na 1. žilnom systéme (šachty Anna a Ludovika). Ide tu o chudobnú rudu na Au a Ag s neviditeľným zlatom. Priemerný obsah je 1,5 - 2 $g.t^{-1}$ Au a 10 - 15 $g.t^{-1}$ Ag. Za bohatú rudu sa pokladali lokálne akumulácie pyritu a arzenopyritu s 40 - 50 $g.t^{-1}$ Au a 20 - 30-krát vyšším obsahom Ag. Ľ. Mačo zistil aj mineralizáciu Te. Charakteristická je veľká mocnosť žíl, v úseku Šturec až 100 m a s podmienkami na povrchovú ťažbu. J. Knésl vrtmi do hĺbky overil priechod do drahokovovo-polymetalickej mineralizácie.

2. žilný systém (šachta Ferdinand) sa vyznačuje rudou s viditeľným zlatom. Bonanzy obsahovali rudu aj s obsahom niekoľko 10 tisíc $g.t^{-1}$ Au. Takáto ruda sa vyberala na poruboch a spracúvala sa osobitne. V minulosti bol ročný podiel Au vyrobeného z takejto rudy 30 - 50 %. Roku 1955 klesol na 8,76 %. Ročná ťažba v tom období bola okolo 100 kg Au.

3. žilný systém nemá dobývateľné žily.

Ložisko vzniklo pôsobením konvekčného systému hydroteriem s veľkým podielom meteorickej vody. Úsek Šturec má ešte znaky ložiska, ktoré vzniklo z horúcich prameňov.

Kremnica je veľké ložisko rudy chudobnej na Au a Ag. Podľa najnovších údajov J. Knésla zásoba rudy je 50 mil. t, pričom prevláda ruda s obsahom 2,5 $g.t^{-1}$ Au, a to po prepočte z ostatných prvkov (najmä Ag), ktoré možno získať. Ťažobné šachty sú zlikvidované a ťažba je dnes možná z povrchových častí v úseku Šturec. Usudzuje sa, že jej rentabilita sa dá dosiahnuť pri ročnej kapacite 150 až 300 tis. t, ale súčasná ťažba je 10-krát nižšia. Pri využívaní tohto ložiska vždy treba mať na pamäti jeho základnú charakteristiku, že je to veľké ložisko rudy chudobnej na Au a Ag.

P. V e l k ý: **Výsledky geologickoprieskumných prác na ložisku Šturec-sever**

V prednáške autor stručne hodnotí geologickoprieskumné práce realizované v rokoch 1983 - 1991 v I. žilnom systéme kremnického rudného poľa na S od známeho ložiska Šturec.

Kombináciou banských a vrtných prác sa zisťovali ložiskové perspektívy žilného pásma v celkovej dĺžke 1500 m s cieľom vyhľadať a overiť 3,5 mil. t prípovrchovej zásoby Au-Ag rúd kategórie C_2.

Prednáška uvádza doteraz nepublikované poznatky mineralogického, petrografického, geochemického, štruktúrnogeologického, ložiskového a technologického výskumu.

V úvode sa charakterizujú jednotlivé žily a žilné štruktúry v štôlni Vratislav a Vladimír (mocnosť, úklon, smer, charakter žilnej výplne - kovnatosť, celkové chemické zloženie, bilancia zásoby a prognóznych zdrojov operatívneho výpočtu). Mineralogický výskum zahŕňa opis základných rudných minerálov, formu ich vystupovania, paragenetické vzťahy s ostatnými minerálmi s hlavným dôrazom na Au-Ag mineralizáciu. Upozorňuje na metódu lúhovania vzoriek HF a HCl a následné štúdium vylúhovaných minerálov v zalievaných nábrusoch ako najvhodnejšiu na štúdium nerovnomerného submikroskopického zrudnenia (na rozdiel od problematického, často negatívneho hodnotenia klasických nábrusov).

Pri geochemickom výskume autor zdôrazňuje, že použitie multiplikatívnych geochemických koeficientov v zmysle S. V. Grigoriana (1974, na zonálnosť, úroveň erozívneho zrezu, bohatosti zrudnenia) umožňuje riešiť konkrétne štruktúrnogeologické a ložiskové problémy projektovej úlohy, ktoré sú metódami bežnej geochemickej štatistiky neriešiteľné.

Pri petrografickom výskume okrem základnej charakteristiky horninových typov, ich formačného a vekového začlenenia hodnotí aj ich ložiskový význam.

Okrajovo sa komentujú výsledky technologického výskumu úpravy rudy a poloprevádzkového pokusu spracovania rudy v úpravni Rudných baní Kremnica metódou priamej kyanizácie.

Nechýba ani komentár k dosiahnutým výsledkom vzhľadom na zmenené ekonomické podmienky vyhľadávania, prieskumu, výpočtu a ocenenia ložísk v podmienkach trhovej ekonomiky.

V závere autor hodnotí význam nových geologických poznatkov a metód využiteľných pri vyhľadávaní a prieskume analogických typov Au-Ag ložísk v iných oblastiach.

A. K n é s l o v á: **Predbežné výsledky prieskumných prác na lokalite Remata**

Lokalita Remata je v SZ okrajovej časti rudného rajónu Kremnických vrchov na S od Handlovej. V rámci geochemickej prospekcie zameranej na vyhľadávanie medenoporfýrovej mineralizácie sa tu v prostredí nad mezozoickými karbonatickými horninami zistili výrazné pôdne anomálie Hg, As, Sb, Ag a Ba. Obdobný charakter anomálií sa neskôr potvrdil aj v primárnom geochemickom prostredí. V súvislosti so zmapovaním zón sekundárne silicifikovaných hornín v dolomitoch (jasperoidy) a so zistením obsahu zlata v sekundárne silicifikovaných dolomitoch (v stotinách, výnimočne aj desatinách ppm) viedli tieto poznatky k predpokladu (Knéslová, 1989), že ide o priame prospekčné príznaky prítomnosti impregnačnej Au mineralizácie typu Carlin.

Pretože išlo o prvé indície prítomnosti zlatej mineralizácie tohto typu na území Slovenskej republiky, v období 1989 - 1991 sa v priestore lokality v rámci úlohy Remata-Sklené realizovali ďalšie práce orientované na vyhľadávanie primárnej Au mineralizácie impregnačného typu.

Priestorová pozícia a prípadná zlatonosnosť telies sekundárnych silicitov sa zisťovali dvoma dvojicami šikmých protiklonných vrtov v strednej časti lokality. Zistilo sa, že telesá sekundárnych silicitov sú malé, majú nepravidelné rozmery, najviac sa ich viaže na diagonálne tektonické línie smeru SZ - JV vyvinuté približne kolmo na hlavnú tektonickú líniu smeru SV-JZ, oddeľujúcej karbonatické mezozoikum od vulkanického komplexu neogénneho veku. Zlatonosnosť silicitov neprevyšuje hodnotu okolo 0,2 $g.t^{-1}$ Au.

Hlavným výsledkom orientačných vrtných prác je konštatovanie, že vlastné jasperoidy nepredstavujú vlastné rudonosné prostredie. Rudonosnú polohu buduje 3 až 10 m mocné súvrstvie tmavosivých až čiernych bridlíc vyvinuté v tektonicky porušených dolomitoch. Obsah organickej hmoty v polohe dosahuje až 7 % (absorbent Au), priemerná hodnota zlatonosnosti polohy však zatiaľ neprevyšuje 0,5 až 1,0 $g.t^{-1}$ Au.

Geologickým mapovaním sa zistilo pokračovanie sekundárnych silicitov severným, a hlavne južným smerom. Pokusné atmoaurimetrické merania v líniach geofyzikálnych pro-

filov (Krčmář, 1991) tu potvrdili prítomnosť Au v pôdnom vzduchu.

Napriek tomu, že doterajšie výsledky nie sú jednoznačné a doteraz sa tu ekonomicky zaujímavý obsah Au nezistil, túto lokalitu v rámci stredoslovenských neovulkanitov z hľadiska možnej prítomnosti impregnačnej Au mineralizácie typu Carlin pokladáme za najperspektívnejšiu. Rozsah sekundárnej silicifikácie, blízkosť intruzívnych neogénnych telies a charakter primárnych geochemických anomálií svedčia o tom, že lokalita má aj úseky rudonosnej polohy s obsahom okolo 3 $g.t^{-1}$ Au.

L. Maťo a J. Bebej: **Súčasný stav poznania charakteru mineralizácie a alterácie žíl 1. žilného systému v kremnickom rudnom poli**

Drahokovová mineralizácia v smernom priebehu 1. žilného systému ložiska Kremnica je charakteristická výraznými zmenami pomeru Ag:Au, premenlivosťou foriem vystupovania zlata, jeho rýdzosťou a prítomnosťou viacerých generácií zlata v niektorých úsekoch. Uvedené variácie sa prejavujú tak v laterálnom, ako aj vertikálnom smere a možno ich spájať s nasledujúcimi fenoménmi:

- väzbou drahokovovej mineralizácie na rozličné štruktúrnotektonické segmenty vulkanicko-plutonickej stavby formácie Zlatej studne,
- zmenou celkového charakteru magmaticko-hydrotermálnych fluíd, ako aj ich predpokladaného zdroja v čase a priestore,
- gradientnými zmenami fyzikálnochemických charakteristík hydrotermálnych roztokov, ktorých výsledkom je výrazná metasomatická zonálnosť v smernom priebehu 1. žilného systému (od S na J: alunitizácia+kaolinizácia - montmorillonitizácia-illitizácia-adularizácia±trachytizácia),
- uplatnením špecifických procesov hydrotermálnoerupčnej aktivity v centrálnych a južnejších častiach 1. žilného systému,
- kombináciou uvedených procesov a fenoménov v čase a priestore.

Okrem spomenutých faktorov treba zobrať do úvahy aj niektoré "laterálne" príčiny, ktorých účinok v súčasnej etape výskumu nemožno presne špecifikovať. Takéto vplyvy sa môžu prejaviť (a snáď aj podstatne ovplyvniť súčasnú úroveň poznania) vtedy, keď sa získajú exaktné petrologicko-geochemicko-štruktúrnoložiskové údaje z iných častí kremnického rudného poľa: najmä 2., 3. a 4. žilného systému, ktoré boli z nepochopiteľných dôvodov mimo záujmu podrobnejšieho vyhľadávacieho prieskumu.

P. Ondris a M. Mihoková: **Vyhľadávanie zlatého zrudnenia v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne**

V júli tohto roku sme zostavili súbor vyhľadávacích kritérií skrytých zlato-strieborných rúd v tomto rudnom rajóne. Podľa doterajších geologických prác v lokalite Rozália-sever môžeme ich opodstatnenie potvrdiť a sčasti aj spresniť.

1. Línia či zóna styku hodrušského intruzívneho komplexu prevažne granodioritového zloženia so štiavnickým andezitovo-kremeňovo-dioritovým vulkanickým a intruzívnym komplexom je líniou prvoradého významu. Má priebeh zhruba S-J a spadá do tzv. hluchého pásma.

Toto rozhranie bolo v celom svojom vývoji mimoriadne tektonicky namáhané s dominantným poklesom na V. Uplatňujú sa tu všetky tektonické smery využívajúce zdedené smery úložných prvkov, a to tak intruzívnych komplexov Baniska, t. j. kremeňovo-dioritových porfýrov ložného alebo žilného typu, ako aj ostatných hornín, t. j. metamorfík prevažne migmatitického typu a neogénnych intrúzií granodioritovo-aplitového zloženia. Táto zóna je aj stykom či prekrývaním štiavnickej a hodrušskej mineralizácie. Uviedol to už L. Rozložník a najnovšie ju opísal v Novej odvodňovacej štôlni P. Moško a P. Mikula.

Túto líniu možno vymedziť priebehom žily Rozália do Baniek. Druhou takouto líniou môže byť západnejšie situovaná depresia, ktorá je aj výsledkom dvoch hlavných tektonických smerov, a to S-J (Kopanice - Vyhne) a SV-JZ (Kohútov - žila Bährenleuten - Banky).

2. Rozblokovanie územia v systéme prevažne východozápadných línií (systémov línií) predurčuje bloky s rozdielnou perspektívou. Tieto línie ako odraz podložia prirodzene spôsobili rozdielny geologický, a tým aj mineralizačný vývoj čiastkových blokov, ktoré sú výsledkom týchto ekvatoriál a neskoršieho tektonického a mineralizačného systému poludníkového a karpatského smeru.

Zdá sa, že práve ich kríženie je miestom, kde možno drahokovovú mineralizáciu očakávať prednostne.

Od S na J vyčleňujeme nasledujúce línie smeru V-Z: belianska, bančianska či bančiansko-vyhnianska, hodrušsko-šobovská, kopanická s náznakmi ďalších, menej významných. Je evidentné aj to, že prechodom žilných štruktúr prevažne smeru SV (či SSV), napr. hodrušsko-šobovskej línie smerom na S, začína dominovať smer S-J štiavnických žíl rudného rajóna. Môže to však byť aj výsledok pozície dioritového šobovského telesa.

3. Ako je doteraz známe, v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne vystupuje zlatá mineralizácia v spodnej vulkanickej stavbe pyroxenického andezitu, kde sa minulosti využívali najvýznamnejšie Au-lokality rudného rajóna. Druhým lokalizačným horninovým typom je diorit, ako je to známe z Baniek či podložnej žily Bieber v hĺbke ložiska. Význam ostatných horninových typov pre Au mineralizáciu sa nám zdá malý, čo dokazujú staré práce Sádeckého-Kardoša, ale aj súčasné vyhľadávanie na lokalite Rozália-sever a inde. Zaujímavosťou je koncentrácia Au do 1,6 ppm v migmatite, pre ktoré je typické rozptýlenie mineralizácie, v tomto prípade žilnej štruktúry Rozália III v blízkosti VDŠ.

4. Pozícia p-andezitov je pre vyhľadávanie skrytého Au-zrudnenia mimoriadne dôležitá. Ide prevažne o uzavreté či prikryté malé a stykové formy týchto andezitov, často rozbité intrúziami porfýrov. Horniny, ktoré prekrývajú perspektívne p-andezity, sú horniny vrchnej stratovulkanickej stavby, napr. AP-andezit porfýr typu Myšia hora, horniny študeneckej formácie (BA-andezit) a silla kremeňovo-dioritového porfýru. Jasne to dokumentuje geologický rez vedený 400 m na S a paralelne s VDŠ.

5. Prítomnosť alebo predpoklad žilných polymetalických štruktúr sú nevyhnutné. Ideálnym by mal byť vývoj týchto žíl na styku p-andezitu s iným prostredím, a teda aj overenie všetkých stykov hornín a tektonických línií, ktoré sú geometricky veľmi pestré a komplikované. Navyše intenzívne zlatonosné prekremenenie komplikuje a rozširuje celkový drobnotektonický a mineralizačný režim, ktorý si zasluhuje detailné štúdium.

6. Mineralogickým štúdiom M. Kalinaja a I. Križániho, ako aj mineralogickým zhodnotením asi 1 t vzorky, ktoré urobil Blüml z RD Příbram, sa dokázalo, že zlatá mineralizácia je najmladšia a vyskytuje sa prakticky vo všetkých sulfidoch, ale aj v kremeni. Zatiaľ sa konštatuje neprítomnosť iných prvkov priemyselného významu (okrem čiastočnej prítomnosti Ag).

Porovnali sme obsah polymetálov niekoľkých vyhľadaných

rudných polôh lokality Rozália-sever, ale aj Baniek a ukazuje sa, že polohy či žily s polymetálmi sú jednak najperspektívnejšie na obsah Au a dosahujú zhruba obsah Pb = 0,4 %, Zn = 0,5 %, Cu = 0,05 % oproti drahým kovom Au = 3,5 - 17 ppm, Ag obdobne.

7. Z uvedených kritérií, ale aj konštatovaní vychodí, že zóna, ktorá sa podľa neprítomnosti zlata na povrchu označovala v minulosti ako hluchá, by mohla byť predmetom intenzívneho záujmu. Sme totiž presvedčení, že tektonický systém plynule pokračoval od Z na V, teda aj cez "hluchú" či tzv. styčnú zónu, avšak je na povrchu nevýrazný či nemineralizovaný v horninách neperspektívnych na tvorbu výraznejších štruktúr a zložitých tektonických a mineralizačných systémov. Mapovacie práce povrchu, ktoré vykonal GÚDŠ a GP, ďalej geológia Novej odvodňovacej štôlne, ale aj iné staršie geologické práce svedčia o tom, že sa treba tejto oblasti viac a konkrétnejšie venovať.

Príspevok sa ďalej zaoberá opisom nových návrhov vyhľadávacieho prieskumu na zlatú mineralizáciu, ako aj odhadom zdrojov (prognóz) a geologickej zásoby Au rúd v tomto rajóne.

S. Jeleň a I. Križáni: **Drahokovová mineralizácia ložiska Banská Štiavnica**

Výskum primárnej drahokovovej mineralizácie v prístupných častiach polymetalických žíl štiavnicko-hodrušského rudného poľa (Terézie, Bieber, Špitaler, Ochsenkopf, Rozálie, Bakali) ukázal, že minerály zlata a striebra sú v rudách distribuované nerovnomerne a vystupujú v niekoľkých asociáciách.

V podpovrchových častiach žíl, zodpovedajúcich prakticky Au - Ag zóne (Koděra, 1968), drahokovovú asociáciu tvorí prevažne elektrum, striebro, akantit, polybázit, pearceit, pyrargyrit, pyrargyrit-proustit, Ag-tetraedrit. Tieto minerály sa vylúčili spolu s galenitom, sfaleritom, chalkopyritom, pyritom, markazitom, barytom a karbonátom v záverečných (IV. a V.) periódach mineralizácie.

V hlbších častiach žíl, v Cu zóne (Koděra, l. c.), je lokálne rozšírená asociácia minerálov, ktorú predstavuje zlato, naumannit, matildit, wittichenit, aikinit, emplektit, hodrušit, bizmutín, hematit, chalkopyrit, Bi-galenit, bornit a ďalšie minerály.

Zlato sa viaže prevažne na elektrum, menej na rýdze zlato. Vytvára mikroskopické až submikroskopické zrná s rozmerom 0,001 - 0,4 mm zarastené v galenite, sfalerite, chalkopyrite, pyrite, menej v kremeni, ojedinele v polybázite, príp. sa vylučuje na vzájomných kontaktoch sulfidov. Rýdzosť zlata sa pohybuje od 440 do 960, pričom prevláda rýdzosť okolo 750. Z typomorfných prímesí je pre štiavnické zlato charakteristická nízka koncentrácia Cu (do 0,2 hmot. %) a Hg (do 0,3 hmot. %).

Najrozšírenejšími koncentrátormi striebra sú jeho vlastné minerály - polybázit, Ag-tetraedrit, akantit, menej pyrargyrit a matildit. Vytvárajú zrná s rozmerom 0,00X - 0,X mm predovšetkým v galenite, chalkopyrite a na ich kontaktoch, ojedinele vytvárajú idiomorfné kryštály do 0,5 cm v drúzových dutinách (polybázit).

Flotačné zušľachťovanie ťažených polymetalických rúd, zamerané na produkciu Pb-Cu a Zn koncentrátov selektívnou flotáciou, vykazuje permanentne nízku výťažnosť drahých kovov. Tie vstupujú do koncentrátov prevažne vo forme zrastov s minerálmi hostiteľmi. Voľné zrná elektra vstupujúce do Pb-Zn koncentrátu majú veľmi úzke rozpätie zrnitosti (80 hmot. % pod 0,04 mm) aj rýdzosti (709 - 721). Minerály Ag, pokiaľ sa v procese zdrobňovania uvoľnili, podliehajú premieľaniu. To, ako aj druhová rozmanitosť Ag minerálov s rôznou afinitou voči tým istým flotačným reagenciám spôsobuje ich straty. Zavedený režim naplavovania odpadového rmutu do odkaliska spôsobuje gravitačnú redistribúciu zlata aj striebra. Zlato sa akumuluje najmä v sedimentoch náplavových kužeľov priameho vtoku rmutu ($x = 1,2\ g.t^{-1}$). V sedimentoch naplavovaných hydrocyklónovaním stúpa obsah Au aj Ag od hrádze k "pláži". Najnižší obsah obidvoch sa zistil na prechode od sedimentov pláže do sedimentov lagúny (prachovito-ílovitá fácia).

Zrnitostné spektrum tvarovo rozmanitých voľných zŕn elektra v odpade je veľmi široké (0,02 - 1 mm) a veľmi variabilná je aj ich rýdzosť (400 - 900). Zlatinky sú väčšinou obalené tenkým filmom až nepriesvitnou kôrkou hydroxidov, ktorá znemožňuje ich flotovateľnosť a spôsobuje aj pokles súčtovej hustoty, čo zas vedie k poklesu extrahovateľnosti gravitačnými postupmi. Pokusnou flotáciou odpadového rmutu s obsahom 0,35 $g.t^{-1}$ Au sa vyrobil pyritový koncentrát, v ktorom obsah Au neprekročil 3 $g.t^{-1}$. Experimentálnym hydrodynamickogravitačným spracovaním odpadového rmutu na agregáte zostavenom z tupokónického hydrocyklónu, štrbinových žľabov typu LAMFLO a rovnobežnostenných žľabov vystlaných syntetickým rúnom, ktorým prešlo 15 - 20 t tuhej fázy za hodinu, sme zistili, že až 90,97 hmot. % Au z podania uniká pri zlievaní hydrocyklónu a iba 2,17 hmot. % Au prechádza do ťažkých produktov.

Následné laboratórne experimenty, pri ktorých sme overovali účinky ultrazvukovej energie, priniesli povzbudzujúce výsledky:

- kontaktné pôsobenie vysokofrekvenčného ultrazvuku účinne rozpojuje zrasty minerálnych fáz,
- sekundárny povlak z povrchu zlatiniek aj produkty hypergénnych premien z galenitu, sfaleritu, pyritu, chalkopyritu sa dajú úplne odstrániť ultrazvukovou expozíciou, ktorej časový rozmer je nepriamoúmerný intenzite a frekvencii zdroja,
- nízkofrekvenčný ultrazvuk pôsobí na ílové frakcie dispergačne, vysokofrekvenčný zas flokulačne.

Súlad týchto poznatkov s dostupnými literárnymi informáciami ukazuje, že ultrazvuková predúprava rmutu poskytuje reálnu nádej zvýšiť výťažnosť hlavných sulfidov i zlata aj zavedeným flotačným postupom.

M. Kalinaj: **Zlaté zrudnenie v severnej časti hodrušského rudného rajónu**

V súčasnosti najperspektívnejšie zlaté zrudnenie v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne zistil koncom 80-ych rokov vrtný prieskum GP pod vedením Gavoru. Zrudnenie bolo zachytené v hĺbke 520 - 533 m pod povrchom, t. j. približne na úrovni XIV. obzoru jamy Rozália. Následné banské práce vrtný prieskum potvrdili.

Podľa súčasných poznatkov možno vymedziť ložiskové teleso so zvýšeným obsahom Au-Ag rúd z J Voznickou dedičnou štôlňou na úrovni XIV. obzoru a zo S vrtom BLI-17, čo je zatiaľ približne 500 m smernej dĺžky.

Zrudnenie je vyvinuté v horninovom prostredí andezitov, granodioritových porfýrov a metamorfovaných sedimentov. Viaže sa na žilné až žilníkové zóny na kontakte týchto hornín, ako aj na bezprostredné okolie kontaktov, ale v prevažnej miere najmä na andezity. Časť zrudnenia vystupuje v tmele horninových brekcií, ktoré sú výrazným fenoménom zrudnenej zóny. Na základe doterajšieho štúdia možno v tejto časti ložiska vyčleniť tieto tri mineralizačné štádiá:

1. sulfidické, s kremeňom, pyritom, sfaleritom, chalkopyritom, galenitom a tetraedritom,
2. drahokovové, so zlatom, hessitom, sulfoteluridmi strieb-

ra, akantitom, teluridmi zlata (?), kalcitom a kremeňom,

3. karbonátové, so sideritom a aragonitom; doň zrejme možno zaradiť aj ojedinelé výskyty barytu a rumelky v ťažkých frakciách produktov úpravy.

Zlato spolu s hessitom vystupuje prakticky vo všetkých sulfidických mineráloch vo forme inklúzií, žiliek, výplne priestorov medzi zrnami sulfidov, ako aj v kremeni v podobe výplne drúzových dutiniek. Jeho rýdzosť sa pohybuje od 770 na okrajoch zlatiniek do 840 v ich strede. Z hľadiska morfológie možno pozorovať drôtikové, prevažne však plieškové zlato, zriedkavo aj kryštalické formy.

Podľa predbežného štúdia fluidných uzavrenín v kremeni, sfalerite a karbonátoch sa dá uvažovať o prítomnosti dvojmocných katiónov v rudotvorných fluidách s koncentráciou 4- 5 hmot. % ekv. NaCl a teplotou 250- 300 °C v prípade 1. mineralizačného štádia.

Otázka pôvodu drahokovovej mineralizácie a vzťahu mineralizačných štádií k mineralizácii samotnej žily Rozália je zatiaľ sporná, ale možno konštatovať, že drahokovové zrudnenie je produktom samostatnej prínosovej etapy a nemá v rudnom rajóne obdobu.

E. Juléryová a V. Oružinský: **Jasperoidy hodrušsko-štiavnického hrastu**

Hodrušsko-štiavnický hrast sa formoval v V. vývojovej etape štiavnického stratovulkánu. Subsidenciu periférnych častí a výzdvih centrálnej zóny v záverečných etapách sprevádzal ryolitový vulkanizmus. V maximálne vyzdvihnutej časti hrastu sa denudáciou obnažilo predvulkanické podložie.

Horniny charakteru jasperoidov sú jedným zo základných vyhľadávacích príznakov impregnačnej mineralizácie zlata typu Carlin. Detailne sa skúmali jasperoidy z troch lokalít - Bukovca, Veternej stráne a Zlatého vrchu. Z komplexného štúdia plynokvapalných inklúzií vyplýva, že hlavná masa kremeňov z jasperoidov na všetkých troch lokalitách začala kryštalizovať pri teplote T = 170 °C a tlaku p ≥ 6 barov. Silicifikácia bola výsledkom alteračného pôsobenia blízko pod povrchom migrujúcich málo koncentrovaných a pravepodobne vriacich hydrotermálnych roztokov (okolo 2 - 3 váh. % NaCl ekv.). Najčastejšie identifikovaných ílovým minerálom študovaných jasperoidov je illit, menšie zastúpenie má kaolinit. Silicifikáciu pôvodných karbonátových hornín nesprevádzal prínos základných rudných elementov. Zistený obsah zlata v jasperoidoch je v intervale 0,01 až 1,00 ppm, dôležitý indikačný prvok Hg výrazne koreluje práve s obsahom zlata.

Telesá jasperoidov sú nepravidelného tvaru a ich plošná rozloha je pomerne malá. Na miestach ich výskytu je evidentná prítomnosť starých kutacích prác. Karbonátové horniny sú v blízkosti jasperoidov popretkávané drobnými žilkami kremeňa, zriedkavejšie kalcitu. Z rudných minerálov sa najčastejšie identifikoval pyrit.

M. Ragan: **Zlato rudných výskytov v okolí Hnúšte**

V širšom okolí Hnúšte (centrálna časť kohútskej zóny veporika) je niekoľko výskytov sulfidickej mineralizácie s prímesou zlata a striebra. Z najväčších z nich sa v minulosti ťažilo a predpokladáme, že mohli vydať niekoľko kg zlata a striebra.

Rudné výskyty sú v metamorfovaných horninách kohútskeho kryštalinika, hlavne v šošovkách metamorfovaných vápencov, dolomitov, resp. magnezitov a v okolných horninách, ktoré sú silne alterované. Hlavné prvky sulfidickej mineralizácie okrem síry sú: Fe, As, Cu, Pb a Zn. Ako minoritná zložka sa uplatnil Co, Ni, Sb, Bi, Se, Te, Sn, Cd a ekonomicky najvýznamnejšie Au a Ag.

Na študovaných výskytoch (Ostrá, Mútnik, Medené, Samo a Corborus) je zlato ako minerál uzavreté hlavne v chalkopyrite, pyrite a arzenopyrite, zriedkavejšie v kobaltíne, galenite, Pb sulfosoliach a tetraedrite. Najviac inklúzií zlata (niekoľko desiatok) je v agregáte ullmannitu a willyamitu v ložisku Mútnik. Veľkosť zlatiniek je prevažne menšia ako 20 μm, iba v chalkopyrite sú zlatinky väčšie (max. 150 μm). Zlato obsahuje prímes Ag (10 - 35 %) a Hg (max. 0,2 %). V zlatinkách väčších ako 50 μm je distribúcia striebra zonálna, jeho obsah sa zvyšuje od centra (12 - 16 %) k okrajom (22 - 25 %).

Tesná spätosť zlata so sulfidmi ukazuje, že Au bolo transportované spolu s rudnými prvkami a kryštalizovalo počas vylučovania rôznych sulfidov. Je veľmi pravdepodobné, že sa uplatnila aj jeho remobilizácia pri zatláčaní starších minerálov, ktoré môžu obsahovať tzv. neviditeľné zlato (arzenopyrit, pyrit a kobaltín).

P. Andráš a M. Chovan: **Drahokovová mineralizácia v Malých Karpatoch**

V oblasti Pezinka sú známe dva typy zlatého zrudnenia. Prvý tvoria zlato-kremeňové žily s viditeľným zlatom (elektrom), polybázitom Ag-tetraedritom, zlatonosným pyritom, sfaleritom, galenitom a chalkopyritom na lokalite Limbach-Slnečné údolie. Druhý typ zastupuje zlatonosná sulfidická mineralizácia impregnačného charakteru, ktorú tvorí arzenopyrit a pyrit v šošovkách čierneho kremeňa so submikroskopickým zlatom.Tieto dve mineralizácie sa oddávna pokladali za samostatné zrudnenia. Ich priestorové prekrývanie je známe z oblasti Limbachu-Slnečného údolia. Zlatonosná sulfidická mineralizácia zasahuje aj do oblasti mladšieho antimónového zrudnenia pod Kolárskym vrchom. Obohatenie gudmunditu o zlato, archívne záznamy o zlatonosnom antimonite a zvýšený obsah antimónu v zlatonosných sulfidických mineráloch naznačujú, že medzi zlatom a antimónovou mineralizáciou je genetický vzťah.

Súčasné skúsenosti ukazujú, že zlatonosná sulfidická mineralizácia v oblasti Kolárskeho vrchu (štôlňa Budúcnosť) a na Trojárovej nevykazuje výraznejšiu koreláciu medzi obsahom As a Au, čo vedie autorov k názoru o možnom výskyte mladšej mineralizácie, totožnej s mineralizáciou z oblasti Limbachu-Slnečného údolia.

M. Chovan, M. Ragan, M. Arvensis a J. Míchálek: **Drahokovová mineralizácia ložiska Búbrava v Nízkych Tatrách**

V poslednom období sa z nízkotatranských ložísk získaval iba antimón, hoci ako vedľajší produkt sa ťažila zlatá aj strieborná ruda. V ložisku Búbrava sa zlato prednostne viaže na arzenopyritovo-pyritovú mineralizáciu (okolo 5 g/t v otlkových vzorkách) a striebro na tetraedritovú mineralizáciu (okolo 650 g/t v otlkových vzorkách).

Zlatonosný arzenopyrit a pyrit sa vyskytujú na kremeňových žilách alebo vo forme impregnácií v premenených granitoidoch a migmatitoch. Zlato je "neviditeľné" a jeho obsah v arzenopyrite je v priemere 100 ppm a v pyrite 10 ppm. Obidva sulfidy sú zonálne, zlato v nich môže byť vo forme submikroskopických zlatiniek, avšak pravdepodobnejšia je jeho väzba na kryštálovú mriežku arzenopyritu. Zlato sa zistilo iba ojedinele, má vysokú

rýdzosť (Ag 4 - 7 hmot. %), čo zodpovedá nízkej aktivite Ag a vyššej teplote vzniku (300 - 400 °C), ktorá sa zistila štúdiom fluidných inklúzií a pomocou arzenopyritového termometra. Mineralizácia kremeňovo-zlatých žíl, známa napr. z ložiska Magurka, sa v Dúbrave nezistila.

Striebro je charakteristické pre nižšie termálnu tetraedritovú mineralizáciu. Izomorfne sa zastupuje s Cu v tetraedrite, a jeho obsah je okolo 2 hmot. %. Menšia časť Ag sa viaže na zinckenit a jeho obsah je okolo 0,15 hmot. %.

Zlato vytvára v priestore ložiska anomálie viažúce sa na žilníkovo-impregnačné zóny, resp. na miesta prieniku kremeňových žíl cez pásma migmatitov. V distribúcii Ag je zjavná vertikálna zonálnosť, vyšší obsah je vo vyšších horizontoch. Tetraedritová mineralizácia vystupuje často na samostatných žilách s iným štruktúrnym plánom ako antimonitové žily.

M. M i š k o v i c: **Drahé kovy (Au, Ag) v ortuťovom ložisku Rákoš**

Dnes už neťažené ortuťové ložisko Rákoš sa nachádza v JZ časti Spišsko-gemerského rudohoria v blízkosti Jelšavy. Ložisko Rákoš-Hg leží v horninových komplexoch roňavského a štítnického súvrstvia gočaltovskej skupiny. V jeho okolí sú známe dve výrazné násunové línie - lubenícko-margecianska a hrádocko-železnická. V podloží ďalšej menšej línie smeru V-Z medzi baňou Rákoš a Nandrážom sa vytvorilo aj ortuťové ložisko.

Počas prieskumu a ťažby sa na ložisku zistilo niekoľko typov zrudnenia. Okrem ekonomicky významného ortuťového zrudnenia sa našla aj žilná a žilníkovoimpregnačná mineralizácia sideritovej formácie a epigeneticky mineralizované pôvodne syngenetické sideritové konkrécie. V ložisku sa výrazne uplatnila tvorba flových minerálov v ortuťovej mineralizácii aj v exogénnom procese (oxidačnej zóne). Drahokovová mineralizácia sa výrazne viaže na ortuťovú mineralizáciu a mineralizáciu kontrakčných trhlín sideritových konkrécií. Pri štúdiu minerálnej paragenézy sa zistilo, že zlato je prítomné v podobe zlatiniek rozptýlených v tetraedrite v asociácii s rumelkou, sericitom, chalkopyritom, ankeritom, barytom a kremeňom. Pri štúdiu mineralizácie konktrakčných trhlín v konkréciách sa spektrálne zistil obsah zlata. Striebro sa ako samostatný Ag-minerál neidentifikovalo, ale ako prímes sa vyskytuje vo viacerých mineráloch. Najbežnejším striebronosným minerálom je tetraedrit. V ložisku je v malom až akcesorickom množstve vo viacerých minerálnych asociáciách. Tetraedrit zo žilnej a žilníkovoimpregnačnej ortuťovej mineralizácie v asociácii so zlatom obsahuje v priemere 0,54 % Ag. Tetraedrit v asociácii s gersdorffitom, horobetsuitom a kobellitom v mineralizácii sideritovej formácie obsahuje len 0,12 % Ag. Nízky obsah Ag má i tetraedrit zo žilnej kremeňovo-ankeritovo-chalkopyritovo-pyritovej asociácie (0,20 % Ag). Zaujímavé je porovnanie chemizmu tetraedritu z rôznych asociácií kontrakčných trhlín, napr. v asociácii s arzenopyritom a bez sulfosolí je obsah 0,23 % Ag, ale v asociácii s galenitom a sulfosoľami (jamesonit, boulangerit, bournonit) 0,54 Ag. Z uvedeného vyplýva, že z hľadiska obsahu striebra ide o vyššie a nižšie strieborné tetraedrity. Štúdiom ďalších minerálov z rákošskej paragenézy ukázalo, že jamesonit z kontrakčných trhlín obsahuje do 0,76 % Ag, boulangerit z konkrécií do 0,55 % Ag a bournonit z tej istej asociácie 0,31 % Ag. Najnižší obsah Ag je v horobetsuite.

Zlato z ložiska sa mikroskopicky pozorovalo len v súvislosti s tetraedritom-schwazitom. Pravdepodobne sa z hydrotermálnych roztokov vylučovalo zlato v posledných fázach mineralizačného procesu, presnejšie v priebehu kryštalizácie schwazitu a po ňom, ale pred vylučovaním rumelky. Pri štúdiu zlatiniek EDAX-om sa zistil zvýšený obsah Au, Ag, Hg a malý až stopový obsah Cu, Bi, Fe a Te. Analýzy zlatiniek na mikrosonde ukázali takýto priemerný obsah: Au 71,86 %, Ag 11,69 %, Hg 14,26 %. Z rozdielov v obsahu v jednotlivých meraných bodoch zlatiniek vidieť, že sú nehomogénne. Zdá sa, že niektoré časti zodpovedajú charakterom rýdzemu zlatu, iné časti amalgámu striebra. Veľkosť zlatiniek maximálne do 100 mikrónov.

B. A n t a l: **Distribúcia Au v sulfidoch ložiska Slovinky**

Nedávne výskumy ložiska Slovinky potvrdili prítomnosť rýdzeho Au v jeho žilnej výplni. Au bolo výhradne mikroskopických rozmerov v tetraedrite, v pyrite, chalkopyrite, kremeni a siderite. Na objasnenie zákonitostí ovplyvňujúcich koncentráciu Au je dôležité poznať distribúciu disperzného Au v najhojnejších mineráloch ložiska, t. j. v pyrite a chalkopyrite. Obsah Au v pyrite sa pohybuje od nuly až po extrémnu hodnotu 193 ppm.

Zo súboru sme vylúčili analýzy so zvýšeným obsahom Sb (nad 700 ppm), As (nad 6000 ppm) a Au (nad 1,1 ppm), aby sa odstránil vplyv prípadnej heterogénnej nečistoty tvorenej tetraedritom, arzenopyritom a rýdzim zlatom na obsah Au vo vzorke. Z takto upravených údajov Au vytvorilo najbližší korelačný vzťah s Co a Ni. Tieto prvky charakterizujú generácie pyritu ložiska. Ich obsah klesá od najstarších po najmladšie generácie a predpokladáme, že jeho zdrojom boli horniny, čo do istej miery poukazuje aj na pôvod Au v pyrite. Chalkopyrit sme analyzovali rovnako. Združovacou analýzou sme zhodnotili údaje s nasledujúcim obsahom: Sb pod 1500, As 1200, Au 0,5; druhýkrát s Sb pod 250 a As 400 ppm. V prvom prípade Au vytvorilo najbližší vzťah s As, v druhom s Co, čo do určitej miery korešponduje s predchádzajúcim zistením.

Na základe uvedených pozorovaní usudzujeme, že Au v chalkopyrite pochádza z okolných hornín ako pri pyrite, resp. ho chalkopyrit získal mobilizáciou zo starších generácií pyritu. Predpokladáme, že takýto pôvod prevládal pri Au dosahujúcom vysoké hodnoty v najmladších generáciách pyritu, a najmä v tetraedrite, kde sa Au najčastejšie vyskytuje v rýdzej forme.

Opísaný spôsob distribúcie disperzného zlata v sulfidoch prekrýva vplyv okolného prostredia. Pri predloženej analýze sme zistili, že vo vzorkách pochádzajúcich z tých úsekov žíl, kde sú okolné horniny z fylitov, obsah Au je podstatne vyšší a že do tohto prostredia sa kumulujú aj výskyty zlatiniek.

Týmto zistením sa otvára problém topominerálneho pôsobenia na obohatenie mineralizácie horninami, ktoré sa označujú ako fylity.

Inštrukcie pre autorov

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. 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.
3. 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).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu 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 na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchický 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 obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 x 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle 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, čierno-biele, 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 imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku 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). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená "v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom "v príprave", "zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia "osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha

   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.

   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. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých 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 názor, 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.

MINERALIA SLOVACA MONOGRAPHY

PRE-VARISCAN AND VARISCAN EVENTS IN THE ALPINE - MEDITERRANEAN MOUNTAIN BELTS

Edited by H. W. Flügel, F. P. Sassi and P. Grecula, 1987

The final results of IGCP Project No. 5 are being published in two volumes. The present volume includes a series of regional papers which either focus on different aspects of the pre-Alpine area, or summarize pre-Alpine situations occuring in several areas: (Pre-Carboniferous rocks in the Catalonian coastal range; Pre-Mesozoic events in the Northern Alps; Hercynian plutonism in the Western Alps; Caledonian basement and events in the Eastern Alps; pre-Alpine complexes and metamorphic events in the Eastern Alps; Early and Late Paleozoic sequences and Variscan and Alpine nappe tectonic in the Western and Eastern Carpathians, Balcan region, Caucasus and Pannonian basin; stratigraphy and tectonics of the Ghomorides; correlation between the Alpine segment of the Hellenides, Balcanides and Pontides; pre-Alpine paleomagnetic character of the Alpine-Mediterranean belt). The data discussed in the volume (34 papers) will contribute to better knowledge of the Variscan and pre-Variscan situations within Mediterranean region, and will give a more complete and systematic picture of them.

In English language, 487 p., 189 figs., 33 tabs.

Price: 27 USD include postage

CALCULATION OF STRUCTURE SETTLEMENT BY MEANS OF INFLUENCE QUANTITIES

By B. Groma, 1990

Contents:

- Analysis and principles of standard, classical and modern methods of calculation of structure settlement
- Evoluation of geological, geotechnical and hydrogeological conditions of construction site for calculation of settlement
- Natural state of stress in foundation soil
- Methods of determination of deformation characteristics of foundation soil
- Interaction and relations between structure and foundation soil
- Summary data elaboration for determination of state of stress from surcharge in elastic half-space
- Method of structure settlement calculation by means of influence quantities
- Confrontation of results of settlement calculation determined by various methods

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 36 pages)

221 p., 43 figs., 24 tabs.

Price: 13 USD

CRUDE OIL, NATURAL GAS AND GEOTHERMAL ENERGY RESOURCES IN EASTERN SLOVAKIA

By R. Rudinec, 1989

Contents:

- Geological characteristics of investigated areas
- Characteristic of single areas from the viewpoint of hydrocarbon geology
  Neogene basin filling
  Pre-Neogene basement
  The Central Carpathian Paleogene and its basement
  The Pieniny Klippen Belt
  The Flysch Belt
- Hydrocarbon deposits of Eastern Slovakia
- Temperature-pressure relations in the investigated areas
- Pressure conditions
- Some general remarks on the deep structure of the West Carpathians and its genetic relations with hydrocarbons
- Forecasts of hydrocarbon occurrence in the view of heat distribution pattern
- Prospective areas for oil and natural gas.

(Book is published in Slovak language with extent English abstract on the 18 pages)

162 p., 37 figs.

Price: 11 USD

Orders and requests for informations should be sent to:

Geoprieskum - Mineralia slovaca
P. O. Box 13, Garbanova l
040 11 Košice, Czecho-Slovakia