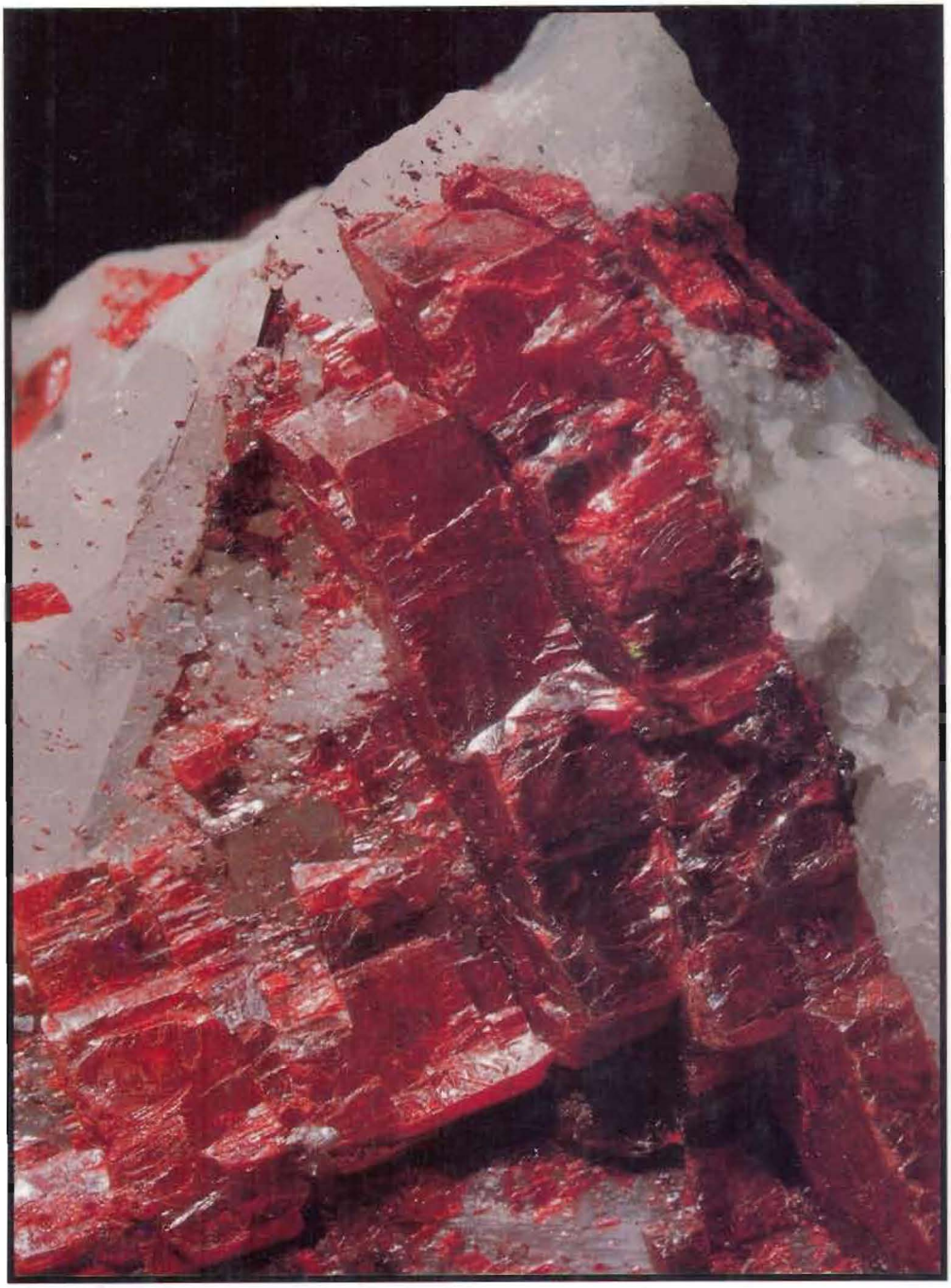
4/23/1991
ISSN 0369-2086

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
- Metallogenesis: 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

Obsah – Contents

Mineralia slovaca 23 (1991) ● 4

283 **Súčasný stav poznatkov o geológii, metalogenéze a prognózach rudného rajónu Kremnických vrchov** — J. Knésl, A. Knéslová
Contemporary view on the geology, metalogenesis and ore forecasts of the Kremnica Mts. ore district

295 **Biostratigrafická korelácia flyšových súvrství kriedy bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jej paleogeograficko-tektonický vývoj** — J. Salaj
Biostratigrafic correlation of Cretaceous flysch formations in the Klippen- and Peri-Klippen zones of the Middle Váh valley and their paleogeographic-tectonic history

315 **Metamorfóza sedimentov staršieho paleozoika gemerika** — S. W. Faryad
Metamorphism of the Early Paleozoic sedimentary rocks in Gemericum

325 **Metamorfóza kyslých až intermediárnych vulkanitov staršieho paleozoika gemerika** — S. W. Faryad
Metamorphism of the Early Paleozoic salic to intermediate volcanic rocks

333 **Hĺbková zonálnosť tvorby uhľovodíkov – východisko prognózovania ropy a plynu v sedimentárnych bazénoch** — F. Čech, K. V. Fomkin, J. Franců
Depthward zonality of hydrocarbon generation as a base for oil and natural gas forecasts in sedimentary basins

338 **Kámen ve službách civilizace (M. Kužvart)** — J. Hlavský
Stone in service of civilization (M. Kužvart)

339 **Bazanitová dajka v granodiorite pri Dúbrave (Nízke Tatry)** — J. Spišiak et al.
Basanite dyke in granitoids near Dúbrava, Low Tatra Mts., Central Slovakia

347 **Úprava a technologické vlastnosti ryolitového tufu z lokality Kráľovce v Slanských vrchoch** — V. Hriňko
Benefication and technological properties of rhyolite tuff from Kráľovce locality, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

355 **Spektrochemické stanovenie vedľajších a stopových prvkov v ílových mineráloch** — J. Medveď et al.
Spectrochemical analysis of minor and trace elements in clay minerals

361 **Vanadinit z permských bazaltov z Malužinej** — I. Friedl, P. Ženiš
Vanadinite in Permian basalts from Malužiná (Central Slovakia)

365 **Spinel na skarnovom výskyte Včelín (hodrušsko-štiavnický intrúzivny komplex)** — J. Rajnoha, P. Andráš, P. Mikula
Spinel in the Včelín skarn occurrence, the Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex, Central Slovakia

373 **Jubilujúci prof. Ing. Viliam Pašteka, DrSc.** — J. Viskup
Prof. Ing. Viliam Pašteka, DrSc., jubilee

374 **100. výročie smrti Jána Petka** — I. Heráko
100 th anniversary of Ján Petko's death

314 **Zo života SGS**
345 *The Society's Life*
367
370

OBÁLKA: Rumelka v kremeňovo-karbonátovej žile. Lok. Rudňany. Zbierka: P. Kotuľák. Foto: D. Slivka.
COVER: Cinnabar in the quartz-carbonate vein. Loc. Rudňany, Spiš-gemer ore mountains, Eastern Slovakia. Collection: P. Kotuľák. Photograph by D. Slivka.

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
Geofyzika, š. p., Bratislava
Geofyzika, š. p., Brno
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina
Ingeo, š. p., Žilina
Geokonzult, š. p., Košice
Nafta, š. p., Gbely
Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Rudné bane, š. p., Banská Bystrica
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenský geologický úrad, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves

Vedúci redaktor – Chief editor
PAVOL GRECULA
Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakčná rada – Editorial board
Predseda – Chairman
JÁN BURIAN
Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4
817 62 Bratislava

Členovia – Members:

Ján Bartalský, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Rudolf Ďuďa, Východoslovenské múzeum, Košice
Karol Együd, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Miroslav Harman, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Dušan Hovorka, Geologický ústav PFUK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Marián Jančura, Železorudné bane, Spišská Nová Ves
Jozef Karch, Slovenské magnezitové závody, Košice
Vlastimil Konečný, Geologický ústav D. 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
Dušan Obernauer, Geofyzika, Bratislava
Peter Ondris, Rudné bane, Banská Bystrica
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty, Bratislava
Dominik Polakovič, Geofond, Bratislava
Miroslav Račický, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Geologický ústav D. Štúra, 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

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne vo vydavateľstve Alfa. Vydavateľ: Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Tlačia Východoslovenské tlačiarne Košice.
Predplatné pre rok 1991: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78.– Kčs, študenti 40.– Kčs, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228. – Kčs. Cena jednotlivého čísla je 38.– Kčs. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii.
Adresa redakcie: Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 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 Publishing House ALFA Bratislava.
Subscription for 1991 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

Mineralia slovaca, 23 (1991), 283–294

Súčasný stav poznatkov o geológii, metalogenéze a prognózach rudného rajónu Kremnických vrchov

JURAJ KNÉSL, ALŽBETA KNÉSLOVÁ

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, 975 90 Banská Bystrica

(Doručené 19. 3. 1991, revidovaná verzia doručená 6. 5. 1991)

Contemporary view on the geology, metalogenesis and ore forecasts of the Kremnica Mts. ore district

The largest mineral wealth of the Kremnica Mts. ore district is represented by ore veins of the young gold formation related closely with Late Cenozoic volcanic activity. Many centuries the gold veins have been extracted in the Kremnica ore field. In spite that the precious metal mining ceased in Kremnica by 1970, the ore district of the Kremnica Mts. is hopeful target of further prospecting activity at present. Monometallic mercury ore is exploited in the eastern part of the district (Veľká studňa near Banská Bystrica) whereas investigations and explorations in the Kremnica gold field are made for new assessments of gold-bearing veins.

During the last ten years, mainly in marginal parts of the district, many new indications of untraditional ores have been discovered. Among them, a disseminated gold ore (Carlin type) is assumed to represent the most hopeful target for future prospecting (Remata area in western marginal parts of the ore district).

The article deals with assesment of the ore resources and with consideration of the further development of the prospecting and mining activities within the Kremnica Mts. ore district.

Úvod

Ťažba Au-Ag rúd v Kremnici bola zastavená roku 1970. V období 1970–1972 sa z ložiska ešte dodatočne vyťažilo niekoľko tisíc ton Sb rúd z podložia žily Schrämen v Šturci. Tým sa viac ako tisícročná tradícia kremnického baníctva nateraz uzavrela. Jednou z hlavných príčin rozhodnutia zastaviť ťažbu boli nedostatočné poznatky o perspektívach ložiska, ktoré napokon v súvislosti s nepriaznivou cenovou situáciou na svetovom aj domácom trhu zlata v 60. rokoch a s nesprávnym odhadom trendu cien zlata v budúcich desaťročiach vyústili do záveru, že ťažba Au rúd je v našich podmienkach nerentabilná a neperspektívna.

V priebehu 70. rokov nastali v ekonomike drahých kovov zásadné zmeny. Mnohonásobné zvýšenie svetových cien Au už počiatkom 70. rokov sa, prirodzene, odzrkadlilo v intenzívnom zvýšení prieskumnej a ťažobnej činnosti na drahé kovy na celom svete. V súlade s celosvetovým vývojom aj v Československu v druhej polovici 70. rokov nastala renesancia výskumnej a prieskumnej činnosti zameranej na vyhľadávanie a overovanie zdrojov drahých kovov. Prieskumná aktivita sa obnovila aj v priestore kremnického poľa, naďalej najvýznamnejšieho potencionálneho zdroja drahokovových rúd na našom území (Knésl et al., 1980).

Tento článok uvádza súčasný stav poznatkov o geológii, metalogenéze a prognózach rudného rajónu Kremnických vrchov s hlavným dôrazom na problematiku kremnického drahokovového poľa, jeho ekonomicky najvýznamnejšej súčasti.

Prehľad preskúmanosti rajónu a história ťažby

Širšie okolie Kremnice bolo vďaka bohatej tradícii kutania a ťažby drahých kovov predmetom intenzívnej výskumnej geologickej a montanistickej činnosti. Existencia drahokovových baní spolu so stredovekou ťažbou ortuťových rúd v okolí Malachova vo východnej časti rajónu už od 17. storočia priťahovala mnohých zahraničných a neskôr aj domácich montanistov, mineralógov a geológov. Ich mená a hlavné výsledky ich činnosti podrobne uvádza napr. práca Fialu (1961).

Syntetizujúce poznatky o geologických, metalogenetických a ložiskových pomeroch kremnického poľa a celého rudného rajónu podrobne uvádzajú práce Fialu (1961), Böhmera (1966), Böhmera et al. (1971, 1976), Štohla (1976), Lexu (1976), Konečného et al. (1983), Knésla et al. (1980), Buriana et al. (1985), Buriana a Knésla (1988). Vlastnou ložiskovou problematikou rajónu sa sústavne zaoberajú pracovníci Geologického prieskumu, š. p., Spišská Nová Ves už od roku 1965 (Knésl et al., 1973; Knésl a Veľký, 1984; Knéslová et al., 1987; Veľký, 1990; Knésl et al., 1990) a pracovníci Rudných baní závodu Kremnica (Štubňa, 1985; Štubňa a Gayer, 1987). V súvislosti s postupným

obmedzovaním ťažby, ktoré vyústilo do definitívneho skončenia baníckej činnosti roku 1972, treba pripomenúť, že možnosť priameho štúdia ložiskových pomerov z banských prác sa postupne obmedzovala už pred rokom 1970 a likvidáciou baní bola úplne znemožnená.

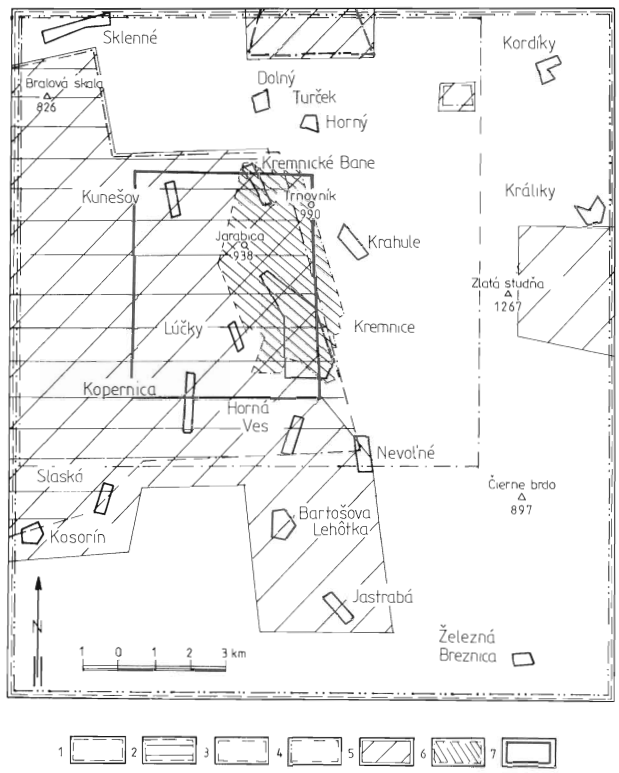
Prvé poznatky poukazujúce na možnú prítomnosť Cu, resp. Mo mineralizácie v rajóne uviedol Fiala a Pácal (1959). Perspektívy rudonosnosti rudného rajónu Kremnických vrchov boli spracované v Prognózach rudných surovín stredoslovenskej neovulkanickej oblasti (Burian et al., 1984), v súčasnosti sa spracúva 2. etapa prognóz nerastných surovín tejto oblasti. Výsledky regionálneho geochemického výskumu Kremnických vrchov (šlichovanie, stream sedimenty) podáva Knésl et al. (1973) a Böhmer a Měcháček (1978). Týmito prácami sa zistili sekundárne geochemické anomálie rudných prvkov (hlavne Ag, Cu a Hg) ďaleko presahujúce dovtedy známy rozsah kremnických rudných žíl.

Hydrogeologické pomery rajónu opisuje Škvarka (1970) a Böhmer a Škvarka (1970, termálna voda navŕtaná podzemným vrtom KŠ-1 v blízkosti šachty Ľudovika v Kremnici). Novšie sa hydrogeologickou problematikou regiónu zaoberajú pracovníci IGHP Žilina (Bartko, 1985). Zosuvnými prejavmi vo východnej časti rajónu a vplyvmi poddolovania na stavebné objekty Kremnice sa zaoberali pracovníci SVŠT Bratislava (Malgot a Mahr, 1977; Malgot et al., 1989).

Na riešenie regionálnych štruktúrnogeologických pomerov oblasti mali veľký význam geofyzikálne merania regionálneho charakteru. Týmito prácami sa určil približný priebeh podložia neovulkanitov, hlavné smery tektonických pásiem a predpokladaný priebeh a rozsah skrytých intruzívnych komplexov (Filo et al., 1980; Šefara et al., 1987).

Výsledkom prác základného geologického výskumu GÚDŠ sú komplexne spracované listy geologických máp rajónu v mierke 1 : 25 000 včítane máp a prognóz nerastných surovín (Lexa et al., 1989). So stavom k 30. 6. 1990 ukončili pracovníci Geologického prieskumu úlohu Kremnica-VP, Au-Ag rudy (Knésl et al., 1990), ktorej hlavným cieľom bolo riešenie hĺbkového pokračovania žíl 1. systému v severnej časti kremnického poľa. Stav preskúmanosti rajónu schematicky znázorňuje obr. 1.

Názory historikov na počiatky ťažby zlata v Kremnici nie sú jednotné, ale výskumy z posledných rokov potvrdzujú, že zlato sa v okolí Kremnice získavalo už pred 10. storočím nášho letopočtu (Štubňa, 1985). Bohatú históriu kremnického baníctva s viacerými obdobiami prosperity aj úpadku spracovali mnohí autori (napr. Bergfest, 1956; Fiala, 1961; Štubňa, 1984, 1985; Štubňa a Gayer, 1987). Dominantné postavenie vo viac ako tisícročnej fascinujúcej histórii kremnického baníctva má rok 1328 (Kremnica sa stala slobodným banským mestom a založila sa tu mincovňa), 15. storočie (stavba 22 km dlhého turčeckého vodovodu), obdobie od roku 1826 do roku 1931 (razenie Hlavnej kremnickej dedičnej štôlne dĺžky 15 530 m) a začiatok 30. rokov 20. storočia (rozsiahla rekonštrukcia baní včítane novej flotačnej úpravne s lúhovacou linkou).



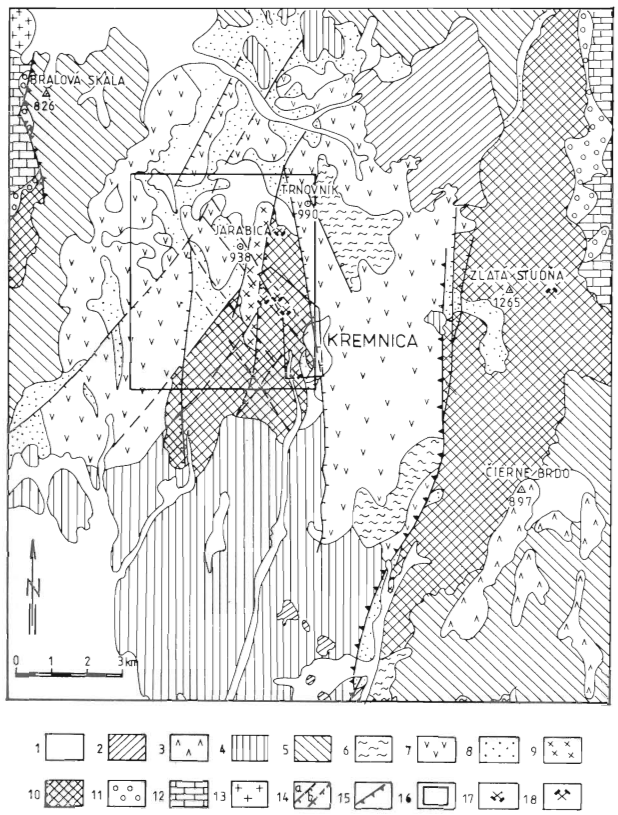
Obr. 1. Schéma preskúmanosti rudného rajónu Kremnických vrchov. 1 – geologické mapovanie (GÚDŠ, GP), 2 – geofyzikálne práce (Geofyzika Bratislava), 3 – regionálne geochemické práce (PF UK), 4 – regionálne geochemické práce (GP), 5 –vyhľadávací prieskum (GP), 6 – dobývací priestor RB Kremnica, 7 – kremnické drahokovové pole.

Fig. 1. Outlines of prospecting activities in the Kremnica Mts. ore district. 1 – geological mapping (GÚDŠ, GP), 2 – geophysical methods (Geofyzika Bratislava), 3 – regional geochemical sampling (PF UK), 4 – regional geochemical sampling (GP), 5 – exploration activities (GP), 6 – exploatation area (RB Kremnica), 7 – Kremnica gold field.

Názory na celkové množstvo zlata získané z kremnických baní sú, prirodzene, rozporuplné a pohybujú sa v rozmedzí od 20 až do 200 ton Au (Knésl et al., 1980). Množstvo okolo 20 ton zlata pokladáme za pravdepodobné.

Geologická stavba rajónu

Priestor rudného rajónu Kremnických vrchov (obr. 2) je situovaný v severnej časti stredosloven-



Obr. 2. Geologická schéma Kremnických vrchov. 1 – kvartér, 2 – formácia Vlčieho vrchu, 3 – turovská formácia, 4 – jastrabská formácia, 5 – rematská, flochovská a sielnická formácia, 6 –krahuľská formácia, 7 – formácia Kremnického štítu, 8 – turčecká formácia, 9 – intruzíva zlatostudnianskej formácie, 10 – efuzíva zlatostudnianskej formácie, 11 – paleogén, 12 – mezozoikum, 13 – kryštalinikum, 14 – zlomové línie: a – overené, b – predpokladané, 15 – okrajové zlomy vulkanotektonickej depresie, 16 – priestor kremnického poľa, 17 – likvidované šachty kremnického ložiska, 18 – ložisko Hg rúd Veľká studňa.

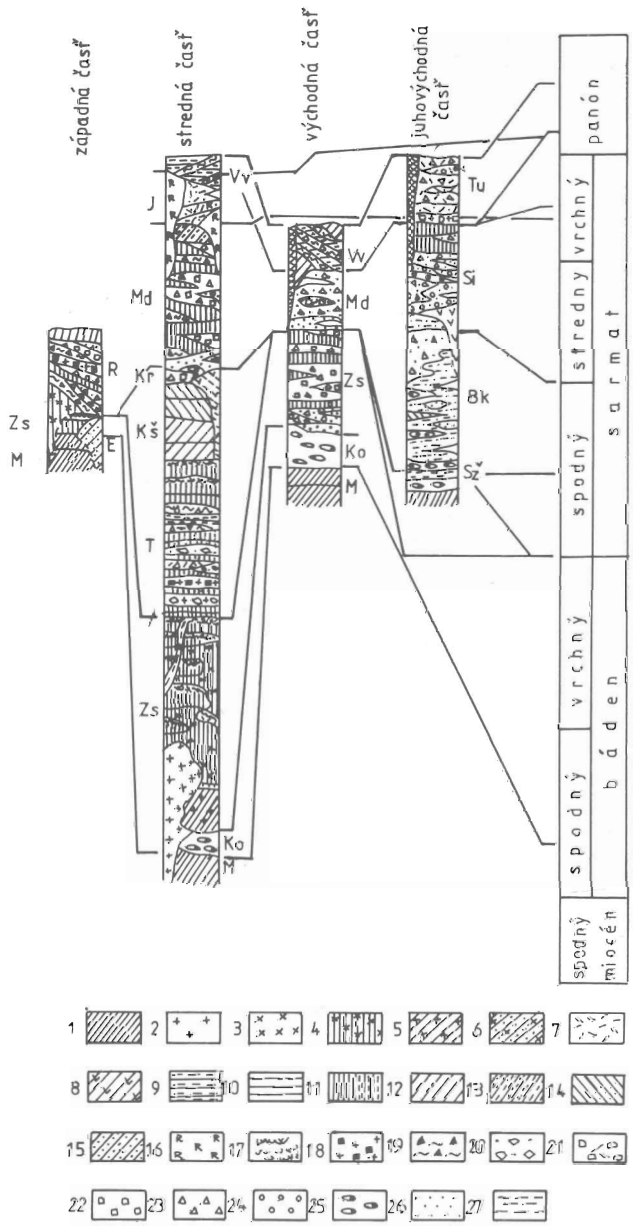
Fig. 2. Geological sketch map of the Kremnica Mts. 1 – Quaternary, 2 – Vlčí vrch Formation, 3 – Turová Formation, 4 – Jastrabá Formation, 5 – Remata, Flochová and Sielnica Formations, 6 – Krahule Formation, 7 – Kremnický štít Formation, 8 – Turček Formation, 9 – intrusive rocks of Zlatá studňa Formation, 10 – effusive rocks of Zlatá studňa Formation, 11 – Lower Cenozoic, 12 – Mesozoic, 13 – crystalline basement, 14 – tectonic fault: a – proved, b – supposed, 15 – marginal fault of volcanotectonic depression, 16 – Kremnica gold field, 17 – closed shaft of the Kremnica deposit, 18 – the Veľká studňa mercury deposit.

skej neovulkanickej oblasti. Významným štruktúrnym fenoménom Kremnických vrchov je severojužná priekopová prepadlina, zúčastňujúca sa na výraznom morfologickom rozčlenení vulkanického podložia. Na západnej strane prepadlinu obmedzuje systém zlomov medzi obcou Sklené a Jánova Lehota, na východe S–J ihráčske zlomové pásmo. Na S Kremnické vrchy od Turčianskej kotliny oddeľuje V–Z hrebeň, na J sa prepadlina napája na zaklesnutú Žiarsku kotlinu. Amplitúda poklesu podložia prepadliny (grabenu) oproti západnej (okolie Handlovej) a východnej časti (okolie Malachova) je až 1 200 m (Konečný et al., 1983). V strednej časti prepadliny bol tektonicky vyzdvihnutý blok v podobe čiastkového hrastu, ktorý na Z ohraničuje zlomová línia Kopernica–Lúčky a na V zlom prebiehajúci na V od Kremnice (centrálna časť kremnického poľa).

Takmer celý povrch rajónu je budovaný vulkanickým komplexom Kremnických vrchov. Jeho podložie v severnej časti vrchov tvoria prevažne mezozoické vápence a dolomity chočskej tektonickej jednotky, miestami (okolie obce Sklené) vystupuje k povrchu aj mezozoikum krížňanskej jednotky. Vo V a JV časti vrchov sú v rámci krížňanskej jednotky prítomné aj jej predmezozoické členy. V J a JZ časti vrchov sa v chočskej jednotke zistila aj prítomnosť melafýrovej série (Biely, 1979). V podloží vulkanitov, hlavne na V a Z vrchov, je vyvinutý aj centrálnokarpatský paleogén, ktorý miestami (na Z od Malachova, v okolí Handlovej), vychádza i na povrch.

Vulkanická aktivita v celom priestore Kremnických vrchov prebiehala etapovite od spodného bádenu po panón (Konečný et al., 1983). V spodnom bádene na plochom a tektonicky nečlenenom reliéfe podložia vznikol extruzívny komplex hypersteneko-amfibolických andezitov s akcesorickým biotitom a granátom, ktorý vystupuje hlavne v západnej časti vrchov. Súčasne s týmto komplexom sa formovala kordícka formácia, tvorená súvrstvím ílovcov a pieskovcov bez vulkanického materiálu a vo vrchnej časti epiklastikami vulkanických konglomerátov s materiálom nevulkanického pôvodu. V spodnom a strednom bádene sa na križovaní zlomových systémov smeru SZ–JV a SV–JZ sformoval mohutný stratovulkán pyroxenických andezitov (formácia Zlatej studne). V centre stratovulkánu sa uplatnila intruzívna činnosť, počas ktorej vznikali telesá dioritových porfyritov, dioritov a gabrodioritov. Intruzívnu činnosť sprevádzala plošne rozsiahla a intenzívna sekundárna alterácia hornín (propylitizácia).

Vo vrchnom bádene podľahol zlatostudniansky stratovulkán intenzívnej denudácii, ktorá v centrálnej zóne dosiahla až subvulkanickú úroveň intruzívnych telies. Ku koncu bádenu a v spodnom sarmate sa sformovala mohutná S–J priekopová prepadlina zasahujúca z priestoru Turčianskej kotliny na S až do Žiarskej kotliny na J. V súvislosti s jej vznikom sa aktivizoval vulkanizmus pyroxenických, bazaltických a leukokratných andezitov, sčasti so znakmi subakválneho vývoja. Jeho produkty vypĺňajú prepadlinu s mocnosťou 300 až 500 m v podobe turčeckej formácie. Pokračujúca subsidencia bola úzko spätá s aktivitou amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie Kremnického štítu, ktorá v mocnosti 300 až 500 m tvorí vrchnú časť výplne kremnického grabenu. V oblasti mimo depresie pokračovala v tom období denudácia bádenských vulkanických formácií.



Obr. 3. Korelácia vulkanických formácií v Kremnických vrchoch (podľa Lexu in Konečný et al., 1983). 1 – podložie vulkanitov vcelku, 2 – diority, 3 – granodiority, 4 – pyroxenické andezitové porfýry, 5 – amfibolicko-pyroxenické andezitové porfýry, 6 – hyperstenicko-amfibolické andezitové porfýry, 7 – kremito-dioritové porfýry, 8 – extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom, 9 – bazaltické andezity, 10 – nešpecifikované andezity, 11 – a – pyroxenické andezity, b – sklovité pyroxenické andezity, 12 – amfibolicko-pyroxenické andezity, 13 – pyroxenicko-amfibolické andezity, 14 – amfibolicko-pyroxenické andezity s biotitom, 15 – hyperstenicko-amfibolické andezity s granátom, 16 – ryolity, 17 – extruzívne a lávové brekcie, 18 – pyroklastické prúdy, 19 – redeponované aglomeráty a tufy, 20 – redeponovaný pemzový tuf, 21 – chaotické brekcie lahárov, 22 – hrubé epiklastické vulkanické brekcie, 23 – drobné epiklastické vulkanické brekcie, 24 – epiklastické vulkanické zlepence, 25 – dtto, s nevulkanickým materiálom, 26 – epiklastické vulkanické pieskovce, 27 – siltovce; E – extruzívny komplex amfibolicko-hyperstenických andezitov, Ko – kordícka formácia, Zs – zlatostudnianska formácia, T – turčecká formácia, Kš – formácia Kremnického štítu, Kr – krahuľská formácia, R – rematská formácia, Md – flochovská formácia, Si – sielnická formácia, J – jastrabská formácia, Vv – formácia Vlčieho vrchu, Tu – turovská formácia, Bk – breznický komplex (Štiavnické vrchy), Sž – sedimenty Žiarskej kotliny, M – predvulkanické podložie.

Fig. 3. Correlation chart of volcanic formations in the Kremnica Mts. (Lexa in Konečný et al., 1983). 1 – basement, 2 – diorite, 3 – granodiorite, 4 – pyroxene andesite porphyrite, 5 – hornblende pyroxene andesite porphyrite, 6 – hyperstene hornblende andesite porphyrite, 7 – quartz diorite porphyrite, 8 – extrusive dome of hornblende pyroxene andesite, 9 – basaltic andesite, 10 – unspecified andesite, 11 – a – pyroxene andesite, b – pyroxene vitreous andesite, 12 – hornblende pyroxene andesite, 13 – pyroxene hornblende andesite, 14 – biotite – bearing hornblende pyroxene andesite, 15 – garnet – bearing hyperstene hornblende andesite, 16 – rhyolite, 17 – extrusive and lava flow breccia, 18 – pyroclastic flow, 19 – reworked aglomerate and tuff, 20 – reworked pumice tuff, 21 – chaotic breccia of lahars, 22 – coarse epiclastic volcanic breccia, 23 – fine epiclastic volcanic breccia, 24 – epiclastic volcanic conglomerate, 25 – the same with neovolcanic rocks, 26 – epiclastic volcanic sandstone, 27 – siltstone; E – complex of hornblende hyperstene andesite, Ko – Kordíky Formation, Zs – Zlatá studňa Formation, T – Turček Formation, Kš – Kremnický štít Formation, Kr – Krahule Formation, R – Remata Formation, Md – Flochová Formation, Si – Sielnica Formation, J – Jastrabá Formation, Vv – Vlčí vrch Formation, Tu – Turová Formation, Bk – Breznica complex (Štiavnica Mts.), Sž – sediment of Žiarska kotlina basin, M – basement.

Najmladším členom vulkanickej výplne prepadliny sú extrúzie amfibolicko-biotitických andezitov krahuľskej formácie. Centrálnu časť depresie morfologicky rozčlenili zlomy smeru S–J a SSV–JJZ, pozdĺž ktorých sa tektonicky vyzdvihla ako lokálny hrast.

V spodnom až vrchnom sarmate sa sformovali na okrajoch vrchov menšie stratovulkány centrálneho typu (rematská formácia v západnej, flochovská formácia v severnej časti vrchov). Tieto vulkány sa vyvíjali v terestrickom prostredí a iba ich periférne zóny prechádzali do vulkanogénnosedimentárnych súvrství intravulkanických kotlín. Vo vrchnom sarmate súčasne pokračovala subsidencia Turčianskej a Žiarskej kotliny. Súbežne sa uplatňovala aj denudácia sarmatských vulkanických formácií.

Koncom sarmatu a počiatkom panónu sa aktivizoval rozsiahly ryolitový vulkanizmus viažúci sa na S–J zlomové systémy. Jeho produkty (jastrabská formácia) sú reprezentované ryolitovými dajkami, extrúziami a prúdmi. V oblasti Žiarskej kotliny sú zastúpené aj ryolitové vulkanoklastiká a vulkanogénnosedimentárne horniny, ktoré tu dosahujú mocnosť až 300 m a sú uložené vo fluviálno-limnickom prostredí. V priestore kremnického hrastu sú ryolitové horniny zastúpené hlavne drobnými dajkami mocnosti od 10 do 100 m, ktoré smerovo aj úklonne sprevádzajú mladšie rudonosné štruktúry a smerom na povrch majú tendenciu sa uzatvárať.

V panóne sa aktivizoval vulkanizmus pyroxenických a bazaltických andezitov zastúpených v JV časti vrchov súborom epiklastík a pyroklastík túrovskej formácie. V severnej časti na V od Turče-

ka sa vtedy sformoval malý stratovulkán formácie Vlčieho vrchu. Dajky, prieniky, kopy a prúdy afanitických andezitov v južnej časti vrchov (na S od Žiaru nad Hronom) sú vyčlenené ako formácia Šibeničného vrchu (Konečný et al., 1983).

V pliocéne a kvartére výzdvih celého priestoru Kremnických vrchov prerušil sedimentáciu v intravulkanických kotlinách a selektívnou denudáciou sa vytvoril súčasný reliéf. Geologické pomery rajónu schematicky znázorňuje obr. 2, stratigrafické postavenie a rozšírenie vulkanických formácií v priestore vrchov (podľa Lexu in Konečný et al., 1983) obr. 3.

Metalogenetické pomery rajónu Kremnických vrchov

Kremnické drahokovové pole

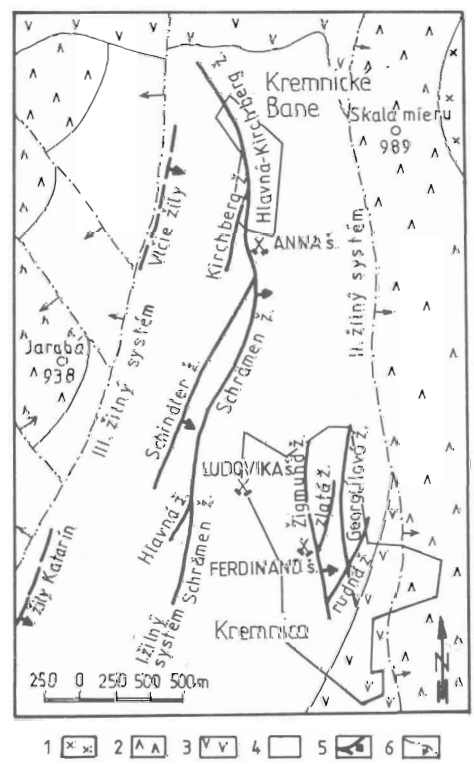
V rudnom poli (obr. 4) vystupuje niekoľko žilných systémov, ktoré sú vyvinuté takmer výhradne v prostredí intruzívnych a efuzívnych hornín zlatostudnianskej vulkanickej formácie. Najmohutnejší je 1. žilný systém (žila Schrämen, Hlavná, Kirchberg a rad ďalších). Generálny smer žíl je okolo 15° a sklon 65–80° na V, známa smerná dĺžka systému dosahuje až 6 000 m. Pozoruhodná je mocnosť žíl. Žila Schrämen v priestore Šturca (obr. 5) dosahuje s priľahlým žilníkovým pásmom mocnosť až 70 m a prieskumnými prácami (Reimont, 1969; Štubňa, 1985) sa tu lokalizoval úsek s priemerným obsahom 1,5 gt^{-1} Au dosahujúci mocnosť až 100 m. Sústavy žíl a žilníkov v centrálnej časti poľa (okolie Šturca) dosahujú súhrnnú mocnosť až 200 m, pričom hlavné žily sú sprevádzané početnými súklonnými aj protiklonnými odžilkami, často s ekonomicky zaujímavým obsahom Au. Jedným z možných vysvetlení takejto enormnej mocnosti (Böhmer et al., 1988) je zmenšovanie sklonu hlavnej žilnej štruktúry smerom do hĺbky, čo viedlo pri poklesových pohyboch k vzniku rozsiahlych voľných priestorov v pripovrchovej časti ložiska, ktoré boli následne vyplnené brekciami. Zónu brekciácie neskôr metasomaticky zatlačil hydrotermálny kremeň. Práve tieto úseky 1. žilného systému (ložisko Šturec) sú predmetom prípravných a otvárkových prác a začínajúcej sa povrchovej ťažby Rudných baní Kremnica (Štubňa, 1985).

Osobitnú pozornosť v rámci 1. žilného systému si zasluhuje nadložná skupina žíl v severnej časti poľa v okolí Kremnických Baní. Hĺbkový vrtný prieskum GP, ktorý sa tu realizoval na základe výsledkov štruktúrneho vrtu GÚDŠ KR-3 (Böhmer et al., 1971, 1976), preukázal pokračovanie žíl smerom do hĺbky pod úroveň hlavnej dedičnej štôlne (270 m nadmorskej výšky). Taktiež sa potvrdilo, že smerom do hĺbky sa charakter rudnej mineralizácie výrazne kvalitatívne mení (Böhmer et al., 1988; Knésl et al., 1990; obr. 6).

Druhý žilný systém, situovaný v nadloží prvého systému, je vyvinutý priamo pod mestom (žily Zlatá, Juraj, etc. – obr. 4). Žily sú malej až strednej mocnosti (maximálne do 2 m), ich známa smerná dĺžka dosahuje cca 1 500 m. Na rozdiel od 1. systému je v týchto žilách prítomné aj makroskopicky viditeľné zlato, ktoré miestami vytvára bohaté bonanzy (Böhmer, 1966). Žily tohto systému neboli v období po roku 1970 predmetom výskumných alebo prieskumných prác.

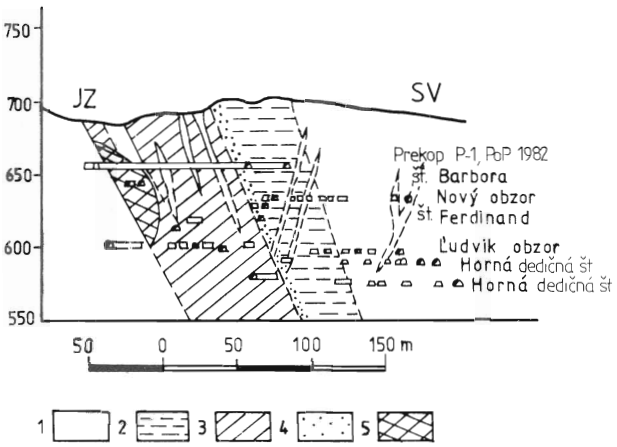
V podloží 1. systému vystupujúci 3. žilný systém (žila Katarína, Vlčie; obr. 4) je nateraz málo známy. Orientačnými vrtmi (Knésl et al., 1990) sa zistila iba malá a stredná mocnosť žíl (do 1,5 m) s prevažne nebilančným obsahom Au a Ag.

Drahokovová mineralizácia je v kremeňovo-karbonátových žilách mocnosti od desiatok metrov až po niekoľko cm. Početnosť tenkých žiliek je miestami vysoká a ich frekvencia sa zvyšuje



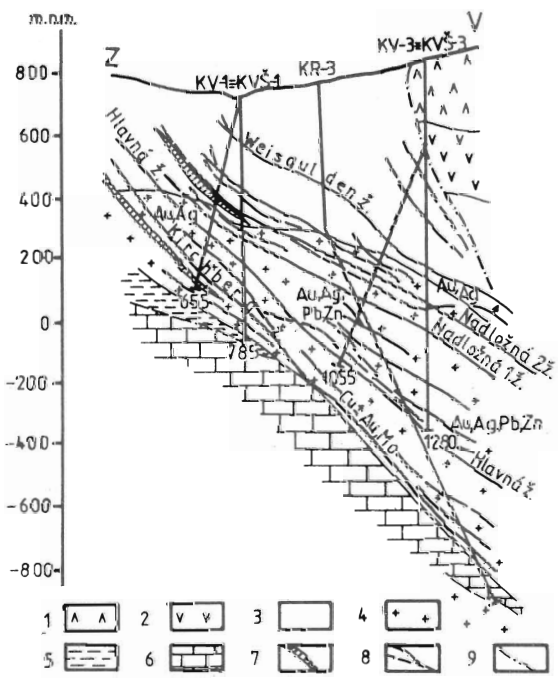
Obr. 4. Schematická geologická mapa kremnického rudného poľa (podľa Böhmera et al., 1988). 1 – andezity krahulskej formácie, 2 – andezity formácie Kremnického štítu, 3 – andezity turčeckej formácie, 4 – efuzívno-intruzívny propylitizovaný komplex zlatostudnianskej formácie, 5 – povrchový priebeh hlavných rudných žíl, 6 – hlavné tektonické línie.

Fig. 4. Geological map of the Kremnica ore field (after Böhmer in Böhmer et al., 1988). 1 – andesite of Krahule Formation, 2 – andesite of Kremnický štít Formation, 3 – andesite of Turček Formation, 4 – effusive and intrusive propylisated complex of Zlatá studňa Formation, 5 – surficial course of main ore vein, 6 – main tectonic fault.



Obr. 5. Priečny rez žilou Schrämen v ložisku Šturec (podľa Štubňu in Böhmer et al., 1988). 1 – andezity zlatostudnianskej formácie, 2 – draselné metasomatity, 3 – žilný kremeň, 4 – pásma intenzívnej silicifikácie, 5 – vyťažená a podsadená žilovina.

Fig. 5. Cross section of Schrämen vein in Šturec deposit (Štubňa in Böhmer et al., 1988). 1 – andesite of Zlatá studňa Formation, 2 – potassium metasomatite, 3 – quartz vein, 4 – belt of intensive silicification, 5 – worked out and stowed vein rock.



Obr. 6. Priečny rez 1. žilným systémom v okolí Kremnických Baní (podľa Knésla in Böhmer et al., 1988). 1 – andezity formácie Kremnického štítu, 2 – andezity turčeckej formácie, 3 – efuzívne horniny zlatostudnianskej formácie, 4 – intruzívne horniny zlatostudnianskej formácie, 5 – sedimenty kordíckej formácie, 6 – karbonatické horniny mezozoika, 7 – dajky ryolitov, 8 – žily 1. žilného systému, 9 – zlomy.

Fig. 6. Cross section of first vein system in Kremnické Bane area (Knésl in Böhmer et al., 1988). 1 – andesite of Kremnický štít Formation, 2 – andesite of Turček Formation, 3 – effusive rock of Zlatá studňa Formation, 4 – intrusive rock of Zlatá studňa Formation, 5 – sediment of Kordíky Formation, 6 – carbonatic rock, Mesozoic, 7 – rhyolite dyke, 8 – vein of first vein system, 9 – fault.

hlavne s hĺbkou, kde sa často vytvárajú rozlične mocné žilníkové pásma. Mnohé žily s kremeňovo-karbonátovou výplňou rudnú mineralizáciu neobsahujú a sú jalové. V centrálnej a južnej časti 1. žilného systému a v žilách 3. systému je drahokovová mineralizácia hlavne v ich vrchnej úrovni (Knésl et al., 1990). Žilovinu tvorí masívny kremeň, v ktorom sú vo forme agregátov a jemnozrnných impregnácií vtrúsené rudné minerály (elektrum, sporadicky Ag sulfosoli, Ag tetraedrit, pyrit, markazit, Fe oxidy). Prítomnosť sulfidov polymetalickej mineralizácie je vzácna, výraznejšie prejavy polymetalickej mineralizácie sa doteraz nezistili ani vo väčšej hĺbke.

V severnom pokračovaní 1. žilného systému v okolí Kremnických Baní, kde bola situovaná väčšina prieskumných vrtov, dosahujú zrudnené žily značný vertikálny rozsah, pričom sa s hĺbkou mení aj charakter mineralizácie (obr. 6).

Blízko pri povrchu žily a žilky tvorí masívny porézny kremeň, v menšej miere karbonáty, adulár, chalcedón a ílové minerály. Na tento typ žíl sa viaže klasická drahokovová mineralizácia tvorená elektrom, Ag minerálmi a tetraedritom. Koncentrácia polymetalických minerálov je nízka.

V hlbšej úrovni (počnúc asi 300 m od povrchu) je prechod z drahokovovej do komplexnej drahokovovo polymetalickej mineralizácie. Ekonomicky najvýznamnejšiu zložku tvorí Ag (sulfidy a sulfosoli Ag, teluridy Ag), nerudnú výplň kremeň a karbonáty, pričom smerom do hĺbky podiel karbonátov stúpa. Polymetalickú mineralizáciu predstavuje pestrá asociácia rudných minerálov, ktoré sa v podobe vtrúsených agregátov a jemnozrnných impregnácií koncentrujú hlavne na periférii žíl.

Prvýkrát sa tu zistila prítomnosť teluridov (Mafo et al., 1987), hlavne hessitu. Významným indikátorom Te mineralizácie je galenit. Pestrá asociácia rudných minerálov a izomorfný obsah viacerých prvkov v nich poukazujú na polyfázový proces formovania mineralizácie počas hydrotermálnej aktivity v rámci kalderového komplexu.

Mineralogický výskum SAV (Mafo in Knésl et al., 1990) nezistil výraznejšie rozdiely oproti doteraz platnej sukcesnej schéme kremnického ložiska (Böhmer, 1966; Böhmer et al., 1976; Burian et al., 1985). Mineralizácia v kremnickom ložisku prebehla v dvoch hlavných vývojových štádiách. V prvom nastal prínos Au a Ag, v druhom Sb, resp. Hg a As. V rámci 1. štádia bolo v prvom žilnom systéme vyčlenených 5 prínosových období (karbonátová, 1. kremeňová, 2. kremeňová, pyritová a kremeňovo-karbonátová), z ktorých 2. kremeňová a pyritová približne zodpovedajú 2. kremeňovej produktívnej subperióde vyčlenenej Böhmerom (1966) na druhom žilnom systéme, v rámci ktorej vznikli lokálne koncentrácie polymetalických a Ag minerálov. Polymetalická, Ag

a Te mineralizácia, zistená v hĺbkových častiach 1. systému v okolí Kremnických Baní, s najväčšou pravdepodobnosťou zodpovedá tejto produktívnej subperióde.

Rudné žily 1. systému sa viažu na systém zlomov, ktorý sa vyvinul popri východných kontaktoch intruzívneho telesa zlatostudnianskej formácie v smere SSV–JJZ. V priestore poľa sa vytvorili podmienky na roztváranie žilných štruktúr a pohybu hornín nadložia i podložia do voľného priestoru pozdĺž sperených puklín. Priaznivé podmienky pre tieto pohyby sa vytvorili aj postupným vyklenutím centrálnej časti Kremnických vrchov. Tieto predpoklady predurčili, že sa v tejto oblasti mohli vytvárať mohutné žilné systémy a žilné štruktúry značného smerného aj hĺbkového rozsahu a veľkej mocnosti. V okolí Bartošovej Lehôtky, teda už mimo vlastného priestoru poľa, sú z ryolitov jastrabskej formácie známe výskyty kremeňovej žiloviny s obsahom Au a s antimonitom. Pokiaľ by tento najjužnejší prejav kremnických žíl bolo možno považovať za súčasť 1. žilného systému (Knésl et al., 1990), dosahovala by jeho celková smerná dĺžka okolo 10 000 m.

V podloží hlavných žíl 1. systému vystupujú v strednej a južnej časti poľa antimonitové žily, v ktorých sa výraznejšie prejavilo Sb (Hg-As) štádium. Zachytili ich aj niektoré vrty GP situované na J od Lúčok. Mapovacími prácami (Veľký, 1990) sa dokumentoval priebeh žily Schindler až do priestoru SV od Kopernice, kde sa napája na 3. žilný systém (tu označovaný ako žily Katarína, obr. 4). Pretože sa žila Schindler na J od Kremnických Baní jednoznačne napája na 1. žilný systém, je možné, že žilné prejavy na S od Lúčok, označované ako 3. žilný systém, reprezentujú diagonálnu podložnú časť 1. systému. Za predpokladu, že žilné prejavy v okolí Bartošovej Lehôtky, už mimo vlastného poľa, predstavujú južné ukončenie 1. systému, bolo by žiadúce hľadať skryté pokračovanie žily Schrämen a Hlavná vrtom situovaným na J od šachty IV (obr. 2, Knésl et al., 1990).

Efuzívne a intruzívne horniny rudonosnej zlatostudnianskej formácie sú charakteristické areálnou sekundárnou premenou v podobe tzv. propylitizácie a rozličnými typmi okolopuklinových sekundárnych premien. Najvýraznejšia z nich je draselná metasomatóza, ktorá priamo sprevádzala vlastný rudonosný proces. Z ďalších premien je pre kremnické pole typická hlavne argilitizácia a v blízkosti žilných štruktúr kaolinizácia a silicifikácia.

Z genetickej stránky možno kremnické ložisko zaradiť medzi subvulkanické (vulkanogénne) ložiská mladej zlatej formácie, ktoré sa vyskytujú v oblastiach andezitového magmatizmu subdukčných zón. Doterajšie poznatky o stavbe a pozícii ložiska naznačujú, že by sa kremnické ložisko dalo zaradiť (Böhmer et al., 1988) aj do skupiny Au ložísk vznikajúcich z horúcich prameňov, a to v zmysle klasifikácie Au ložísk F. J. Sawkinsa (1984). Pre tieto ložiská je charakteristický blízkopovrchový vznik, široké zóny premien a hydrobrekciácie, jemnozrnný kremeň, jemnodispergované Au a prítomnosť As-Sb-Hg formácie. Zaujímavý návrh klasifikácie Au ložísk uvádza J. J. Bache (1987). Jeho klasifikácia, založená hlavne na charakteristike rudonosného prostredia, podľa základných geoštrukturálnych faktorov a typu mineralogických asociácií umožňuje zaradiť kremnické ložisko do skupiny ložísk II (postorogénne plutonovulkanické ložiská), podtypu 6d (žilné ložiská vyvinuté v prostredí terciérneho vulkanizmu).

Ďalšie časti rudného rajónu

Východná časť rajónu (malachovské ortuťonosné pole; Knésl, 1979) je nositeľom ekonomicky významnej monometalickej Hg mineralizácie impregnačno-žilníkového typu. Jej predstaviteľom je ložisko Veľká studňa, objavené počiatkom 70. rokov, z ktorého v súčasnosti ťažia Rudné bane Špania Dolina. Ložisko je v centrálnej časti malachovského poľa, západne od Banskej Bystrice (obr. 2). Zrudnenie je vyvinuté v prostredí strednoeocénnych karbonatických pieskovcov v podloží zlatostudnianskej vulkanickej formácie. Tvorí ho takmer výhradne rumelkau sprevádzaná malým množstvom pyritu, markazitu a arzenopyritu. Rudná mineralizácia vytvára nepravidelné impregnácie a žilníky, miestami v podobe hniezd a zhlukov bohatej rudy s obsahom aj nad 1 % Hg. Zrudnenie je rozmiestnené veľmi nepravidelne a má výraznú väzbu na lokálne tektonické a litologické faktory (Knésl, 1979). Najkvalitnejšia mineralizácia je takmer výhradne v rozpadavom karbonatickom pieskovci a brekciách strednoeocénneho súvrstvia. V ložisku sa overilo niekoľko sto tisíc ton zásob Hg rúd v kat. C-1 s priemernou kovnatosťou 0,17 % Hg. Ďalšie overovacie a otvárkové práce RB tu zistili ďalšie priemyselné zásoby (Michalenko et al., 1989).

V priestore poľa prieskumné práce identifikovali rad ďalších analogických výskytov a indícií (Knésl et al., 1981; Knéslová et al., 1983), vo východnej časti poľa sa zistila aj prítomnosť Hg mineralizácie impregnačného typu viažúcej sa na rozpadavý dolomit chočskej tektonickej jednotky (Nemecký vrch; Knéslová et al., 1983). Zo severnej časti poľa (okolie Tajova a Králik) sú známe v minulosti v malom rozsahu ťažené výskyty As mineralizácie v podobe realgáru a auripigmentu bez ekonomického významu. Sporadicky je prítomný aj antimonit (Knésl et al., 1981).

V južnom pokračovaní kremnického poľa sa v blízkosti Čertovho vrchu pri Kopernici zistila

a overovala prítomnosť Hg mineralizácie v podobe povlakov a žilníkov rumelky v sekundárnych kvarcitoch sarmatského veku (Knésl et al., 1976), ale pre malé rozmery a povrchovú deštrukciu nemá výskyt ekonomický význam.

V severných a západných okrajových častiach rajónu (širšie okolie Turčeka a Handlovej) sa geochemickou prospekciou zistili indície prítomnosti medenoporfýrovej mineralizácie, a to v horninách turčeckej formácie a formácie Vlčieho vrchu (okolie Turčeka na S) a v horninách rematskej formácie v okolí Skleného a Jánovej Lehoty na Z (Knéslová et al., 1987). Indície sa v súčasnosti skúmajú prvou fázou vyhľadávacieho prieskumu.

Na západnom okraji rajónu v širšom okolí Handlovej (obec Remata) sa v podloží vulkanického komplexu v prostredí tektonicky porušených dolomitov chočskej tektonickej jednotky zistila prítomnosť impregnačného typu Au mineralizácie (tzv. typ Carlin) spätej s výraznými prejavmi sekundárnej alterácie karbonatických hornín v podobe silicifikovaných zón a telies. Doteraz zistená kovnatosť rudonosného pásma nepresahuje 1 gt^{-1} Au. Tento zatiaľ pre Kremnické vrchy a celé územie Slovenska netradičný typ zlatej mineralizácie sa v súčasnosti overuje počiatočnými fázami vyhľadávacieho prieskumu (Knéslová, 1989; Knésl, 1990). Teoretické predpoklady prítomnosti impregnačnej Au mineralizácie v karbonatických horninách existujú aj na ďalších miestach rajónu (z. okraj vrchov pozdĺž styku s Vtáčnikom, južná časť malachovského poľa v okolí Horných Pršian).

Prognóza rudných surovín kremnického rudného rajónu

Geologická a metalogenetická stavba rudného rajónu a z nich vyplývajúce vyhľadávacie kritériá a príznaky podmieňujúce prítomnosť rudných mineralizácií spolu so súčasným stavom poznatkov o ložiskách, výskytoch a indíciách rudných surovín jednoznačne poukazujú na významný rudný potenciál rajónu. Jeho prognózy sa súhrnne zhodnotili v elaborátoch o prognózach rudných surovín stredoslovenských neovulkanitov (Burian et al., 1984; Lexa et al., 1989) a v súčasnosti sa na základe najnovších poznatkov prehodnocujú v rámci druhej etapy prognózovania.

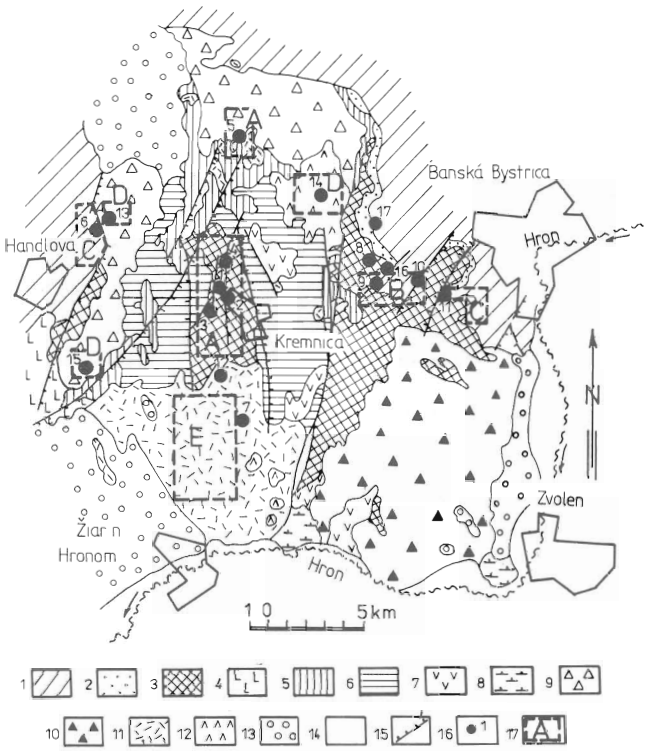
Najperspektívnejším typom rudnej mineralizácie rajónu je naďalej žilná drahokovová mineralizácia známa z priestoru kremnického poľa. Prognózne plochy žíl kremnického typu (plochy A; obr.7) reprezentujú prognózy žilných drahokovových, resp. drahokovovo-polymetalických rúd viažúcich sa na mladšie fázy neogénneho vulkanického komplexu (obsah Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Te). Kapacitu rudonosnosti plôch v súčasnosti odhadujeme (Knésl et al., 1990) na 50 mil. ton rudy, z čoho približne 5 mil. ton s priemerným obsahom 3 gt^{-1} Au a 80 gt^{-1} Ag, 5 mil. ton s priemerným obsahom 0,2 gt^{-1} Au, 100 gt^{-1} Ag, 0,6 % Pb, 0,8 % Zn, 0,2 % Cu a 10 gt^{-1} Te a 10 mil. ton s priemerným obsahom 1,5 gt^{-1} Au a 10 gt^{-1} Ag. Zostávajúcich 30 mil. ton dosahuje priemerný obsah okolo 2,5 gt^{-1} Au (po prepočte).

Veľkú perspektívu v rajóne má aj monometalická Hg mineralizácia v prostredí centrálnokarpatského paleogénu, resp. karbonatického mezozoika, ktorej výskyty sú sústredené do malachovského poľa a ktorej vznik sa najpravdepodobnejšie viazal na záverečné prejavy vulkanickej činnosti. Plocha reprezentujúca žilníkovoimpregnačnú Hg mineralizáciu (plocha B, obr. 7) dosahuje prognóznu hodnotu okolo 2 mil. ton Hg rúd priemernej kovnatosti okolo 0,17 % Hg.

Poznatky o prítomnosti impregnačného typu Au rúd v karbonatických horninách v blízkosti sekundárne silicifikovaných zón (Knéslová et al., 1987; Knéslová, 1989; Knésl, 1990) poukazujú na veľkú perspektívu tohto doteraz neznámeho typu Au mineralizácie. Jej vznik bol geneticky spätý s hydrotermálnou činnosťou vyvolanou intruzívnymi horninami neovulkanického komplexu v blízkosti karbonatických sedimentov. Najperspektívnejším územím pre tento typ rudnej mineralizácie je širšie okolie Rematy, ale indície prítomnosti sú aj v JZ časti malachovského poľa. Celkovú kapacitu rudonosnosti tohto typu Au mineralizácie v priestore rajónu odhadujeme (Knésl, 1990) na 25 mil. ton rudy s priemernou kvalitou 3 gt^{-1} (plochy C; obr. 7). V prípade potvrdenia týchto predpokladov by išlo o ekonomicky najvýznamnejší typ rudnej mineralizácie rajónu.

Prejavy a indície medenoporfýrovej rudnej mineralizácie v severnej a západnej časti rajónu sú nateraz iba v počiatočnom štádiu overovania. Kým v západnej časti (okolie obce Sklené) výsledky orientačných vrtov očakávané predpoklady nepotvrdili (výrazné primárne anomálie Cu sú prejavom rozptýlenej mineralizácie pozdĺž zlomových štruktúr), v severnej časti rajónu (širšie okolie Turčeka) základné údaje o distribúcii Cu a Mo v pôde a horninách poukazujú na možnú prítomnosť medenoporfýrovej mineralizácie spätej s intruzívnym aparátom lokálneho stratovulkánu Vlčieho vrchu (Knéslová et al., 1987). Aj keď prognózne úvahy o tomto type mineralizácie sa doteraz neoverili, možno v priestore rajónu očakávať asi 15 mil. ton rudy tohto typu s priemernou kovnatosťou 0,5 % Cu, 0,03 % Mo a 0,3 gt^{-1} Au (plochy D, obr. 7).

Ďalšie typy rudnej mineralizácie známe z priestoru rajónu (skarnová Pb-Zn-Cu mineralizácia v okolí Kremnických Baní, Sb mineralizácia v podloží 1. kremnického žilného systému, impregnačná Hg mineralizácia pri Čertovom vrchu,



Obr. 7. Mapa ložísk, výskytov a prognóznych plôch rudných surovín rudného rajónu Kremnických vrchov. 1 – podložie vulkanitov, 2 – kordícka formácia, 3 – zlatostudnianska formácia, 4 – plešinská formácia (Vtáčnik), 5 – turčecká formácia, 6 – formácia Kremnického štítu, 7 – krahuľská formácia, 8 – studenská formácia (Štiavnické vrchy), 9 – rematská a flochovská formácia, 10 – sielnická a turovská formácia, 11 – jastrabská formácia, 12 – formácia Vlčieho vrchu a komplexu Šibeničného vrchu, 13 – postvulkanické sedimenty kotlín, 14 – fluviálne sedimenty, 15 – tektonické línie, 16 – ložiská a výskyty rudných mineralizácií: 1 – Kremnica – 1. žilný systém (Au-Ag + Sb), 2 – Kremnica – 2. žilný systém (Au-Ag), 3 – Kremnica – 3. žilný systém (Au-Ag), 4 – Kremnické Bane – 1. žilný systém (Au-Ag-Pb-Zn-Cu-Te), 5 – Turček-Krpec (Au-Ag + Pb-Zn-Cu), 6 – Remata (Au), 7 – Bartošova Lehôtka (Au-Sb), 8 – Králiky (Sb), 9 – Veľká studňa (Hg), 10 – Malachov-Nemecký vrch (Hg), 11 – Malachov-Trávny Ždiar (Hg + Au), 13 – Sklené (Cu-Mo), 14 – Turček–Vlčí vrch (Cu-Mo), 15 – Jánova Lehota (Cu-Mo), 16 – Králiky-Farbená (As + Sb), 17 – Tajov-Baničky (As), 17 – prognózne plochy: A – žilná drahokovová a drahokovovo-polymetalická mineralizácia, B – žilníkovoimpregnačná Hg mineralizácia, C – impregnačná Au mineralizácia, D – medenoporfýrová mineralizácia, E – bertranditová mineralizácia.

Fig. 7. Map of deposits, occurrences and forecast areas in the Kremnica Mts. ore district. 1 – footwall of volcanic rock, 2 – Kordíky Formation, 3 – Zlatá studňa Formation, 4 – Plešiny Formation (Vtáčnik Mts.), 5 – Turček Formation, 6 – Kremnický štít Formation, 7 – Krahule Formation, 8 – Studenec Formation in the Štiavnica Mts.), 9 – Remata and Flochová Formations, 10 – Sielnica and Turová Formations, 11 – Jastrabá Formation, 12 – Vlčí vrch Formation and Šibeničný vrch Complex, 13 – postvolcanic sediment of basin, 14 – fluvial sediment, 15 – tectonic fault, 16 – deposit and occurrence of ore: 1 – Kremnica – 1st vein system (Au-Ag + Sb), 2 – Kremnica – 2nd vein system (Au, Ag), 3 – Kremnica – 3rd vein system (Au-Ag), 4 – Kremnické Bane – 1st vein system (Au-Ag-Pb-Zn-Cu-Te), 5 – Turček-Krpec (Au-Ag + Pb-Zn-Cu), 6 – Remata (Au), 7 – Bartošova Lehôtka (Au-Sb), 8 – Králiky (Sb), 9 – Veľká studňa (Hg), 10 – Malachov-Nemecký vrch (Hg), 11 – Malachov-Trávny Ždiar (Hg + Au), 12 – Čertov vrch (Hg), 13 – Sklené (Cu-Mo), 14 – Turček-Vlčí vrch (Cu-Mo), 15 – Jánova Lehota (Cu-Mo), 16 – Králiky-Farbená (As + Sb), 17 – Tajov-Baničky (As), 17 – forecast area: A – precious metal and precious metals to base metal ore veins, B – disseminated–stockwork mercury ore, C – disseminated gold ore (Carlin type), D – porphyry copper ore, E – bertrandite ore.

prejavy Sb a As mineralizácie v malachovskom poli, obr. 7) majú podľa doterajších poznatkov iba obmedzený, resp. nijaký prognózny význam.

Produkty ryolitového vulkanizmu (jastrabská formácia), a to hlavne v podobe sekundárne alterovaného ryolitového tufu a tufitu, sú z teoretického hľadiska potenciálnym nositeľom Be mineralizácie v podobe bertranditu (analógia s ložiskovou oblasťou Thomas Range v USA; Knéslová, 1990). Otázka možnej prítomnosti bertranditu je v súčasnosti predmetom počiatočných vzorkovacích a analytických prác. Prognózne možnosti rajónu odhadujeme na cca 25 mil. ton Be rudy s priemernou kovnatosťou okolo 0,06 % Be (plocha E, obr. 7).

Záver

Súčasné poznatky o geológii, metalogenéze a prognózach rudných surovín Kremnických vrchov poukazujú na veľkú perspektívu tohto rudného rajónu aj v budúcnosti, t. j. v období postupného prechodu nášho baníctva na svetové ceny a tržné podmienky. Súčasne treba pripomenúť, že rajón je perspektívny aj v nerudných surovinách, hlavne v južnej časti vrchov, ktorými sa v tomto príspevku nezaoberáme (perlit, bentonit, limnokvarcit, zeolitový tuf, keramický íl). Možnosti ekonomicky ich využívať sú už teraz veľké a budú ešte rásť.

Pokým ide o rudný potenciál rajónu, prieskumné poznatky o žilnom type drahokovovej, resp. drahokovovo polymetalickej mineralizácie a o impregnačnožilníkovom type Hg mineralizácie sú dostatočné. Ten v budúcnosti umožní zodpovedne rozhodnúť o ich ďalšom overovaní a prípadných investičných zámeroch, keď sa ukáže potreba týchto druhov surovín a získajú sa na tento účel finančné prostriedky (pravdepodobne iba za čiastočnej alebo nijakej účasti štátu).

Chudobná zlatá ruda v priestore Šturca, ktorej podstatnú časť možno ťažiť povrchovo, bude v najbližšom období predmetom postupne sa rozvíjajúcej ťažby RB Kremnica, pričom očakávaná kapacita ťažby nepresiahne ani v budúcnosti niekoľko desiatok tisíc ton rudy ročne, čo, prirodzene, nezodpovedá už teraz známej veľkosti zásob (okolo 10 mil. ton rudy).

Otázka overovania priemyselných zásob a prípadnej otvárky a ťažby vybraných úsekov draho-

kovových a polymetalických rúd zistených v hĺbkovom pokračovaní 1. žilného systému v okolí Kremnických Baní by si vyžiadala vysoké finančné náklady (hĺbka uloženia od 300 do 1 200 m pod povrchom) a v najbližších 5 až 10 rokov nepredpokladáme zásadné riešenie tejto problematiky (obrat by mohla spôsobiť iba spoluúčasť zahraničného kapitálu).

Ťažba Hg rúd z ložiska Veľká studňa sa v súčasnosti postupne končí (nízka cena, ťažké banskotechnické podmienky) a v najbližšom období (aj s prihliadnutím na ekologickú problematiku) sa ani tu veľmi pravdepodobne nedá očakávať výraznejšia prieskumná a exploatačná aktivita.

Poznatky o ďalších typoch rudnej mineralizácie (Sb rudy v Šturci, Hg mineralizácia v sekundárnych kvarcitoch pri Čertovom vrchu, polymetalická mineralizácia skarnového typu pri Kremnických Baniach, As mineralizácia v malachovskom poli) sú dostatočné na vyslovenie záveru, že venovať väčšie finančné prostriedky na ich ďalší prieskum by nebolo účelné.

Z hľadiska ďalších potrieb nášho surovinového hospodárstva za najperspektívnejšie objekty ďalších prác v rajóne treba považovať výskyty netradičných typov rudnej mineralizácie (impregnačné Au rudy, medenoporfýrová mineralizácia, Be rudy). Poznatky o ich prítomnosti, rozsahu a kvalite sú nateraz iba v počiatkoch a i za súčasnej hospodárskej situácie naďalej bude pre štát nevyhnutné, aby sa poznatky o ekonomickej hodnote týchto druhov mineralizácie získali až po úroveň, ktorá umožní s prijateľnou mierou rizika rozhodnúť, či treba pokračovať v ich overovaní, resp. v investičných zámeroch. Predpokladáme, že práce potrebné na približné ekonomické zhodnotenie týchto objektov bude naďalej financovať štát, ale investičné zámery v prípade pozitívnych výsledkov by už boli predmetom záujmu banských spoločností (za účasti štátu, resp. bez nej). Doterajšie poznatky, súčasný trend cien a potreba surovín nateraz jednoznačne hovoria v prospech vyhľadávania Au rúd impregnačného typu.

Pri medenoporfýrovej mineralizácii sa aj v prípade pozitívnych výsledkov bude kovnatosť pravdepodobne pohybovať pri spodnej hranici rentabilnosti. Prítomnosť Be mineralizácie v podobe bertranditu je nateraz iba na úrovni teoretických predpokladov, ale keby sa potvrdili, znamenalo by to výrazný ekonomický prínos.

Z uvedeného súhrnu ložiskových možností rajónu vychodí, že v najbližšej budúcnosti treba hlavnú pozornosť venovať vyhľadávaniu a overovaniu Au mineralizácie impregnačného typu (a to nielen v priestore rajónu). Riešenie tejto problematiky môže výrazne pozitívne zmeniť našu domácu surovinovú bilanciu.

Literatúra

Bache, J. J. 1987: World Gold Deposits. A Geological Classification. English Translation. *North Oxford Academic Publishers Ltd., UK, 174.*

Bartko, J. 1985: Hydrogeologické vrty HKŽ-3, 6, 7. Záverečná správa. *Manuskript – IGHP Žilina.*

Bergfest, A. 1956: Kremnické baníctvo, 1–5. *Manuskript – Geofond Bratislava*

Biely, A. 1979: O tektonických jednotkách v podloží treťohôr Vtáčnika a Kremnických vrchov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 103–109.*

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a parageneticke pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*

Böhmer, M. et al. 1971: Výskum metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov. Záverečná správa za r. 1966–1970. *Manuskript – PF UK Bratislava.*

Böhmer, M. et al. 1976: Riešenie základných problémov vyhľadávania, prieskumu a využívania nerastných surovín Západných Karpát, časť Kremnické vrchy. Záverečná správa. *Manuskript – PF UK Bratislava.*

Böhmer, M. a Měcháček, E. 1978: Výsledky regionálneho geochemického vyhľadávania v Kremnických vrchoch. *Mineralia slov., 10, 551–556.*

Böhmer, M. a Škvarka, L. 1970: Vzťah medzi podložím neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici. *Geol. Práce, Spr., 53, 21–32.*

Böhmer, M., Štubňa, S. a Knésl, J. 1988: Kremnica – Au-Ag, súčasné pohľady na ložisko a jeho ekonomický význam. *Rudy, 36, 174–178.*

Burian, J. et al. 1984: Stredoslovenské neovulkanity – prognózy rudných surovín. Záverečná správa. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 112.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. a Tőzsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 269.*

Burian, J. a Knésl, J. 1988: Hlavné výsledky a smery geologickoprieskumnej činnosti v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. *Mineralia slov., 20, 261–270.*

Fiala, F. 1961: Geologicko-petrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955–1960. Záverečná zpráva. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava.*

Fiala, F. a Pácal, Z. 1959: Několik poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. *Geol. Práce, Zoš., 54.*

Filo, M. et al. 1980: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Kremnica. Záverečná správa za obdobie 1975–1980. *Manuskript – Geofyzika Bratislava.*

Knésl, J. et al. 1973: Kremnické pohorie – Hg rudy, VP. Záverečná správa so stavom k 31. 12. 1972. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 216.*

Knésl, J. et al. 1976: Kremnické pohorie II – VP, Hg rudy. Záverečná správa z prerušeného prieskumu, stav k 30. 9. 1976. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 143.*

Knésl, J. 1979: Geologické pomery ložiska ortuťových rúd Veľká studňa. *Mineralia slov., 11, 327–342.*

Knésl, J. et al. 1980: Štúdia Slovensko – Au (inventarizácia Au výskytov a prognózy Au na Slovensku). *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 401.*

Knésl, J. et al. 1981: Veľká studňa – VP, Hg rudy. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 31. 12. 1980. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 218.*

Knésl, J. a Veľký, P. 1984: Rudonosný potenciál kremnického rudného rajónu z hľadiska doterajších výsledkov prieskumných prác. *Geol. Průzk., 7, 228–230.*

Knésl, J. 1990: The main results of the geochemical exploration for gold within the Centralslovac neovolcanic area. *Extended abstracts of international symposium on geochemical prospecting. Geological surv. Prague, 53–54.*

Knésl, J. et al. 1990: Záverečná správa z úlohy Kremnica – VP, Au–Ag rudy. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 207.*
Knéslová, A. et al. 1983: Malachovské pole – VP, Hg rudy. Záverečná správa so stavom k 31. 12. 1982. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 249.*
Knéslová, A. et al. 1987: Kremnica–okolie – VP, Cu-Ag rudy Záverečná správa so stavom k 28. 2. 1987. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 132.*
Knéslová, A. 1989: Predbežná informácia o výskyte Au-Sb mineralizácie pri Handlovej. *Mineralia slov., 21, 274.*
Knéslová, A. 1990: Stredoslovenské neovulkanity – bertrandit. Projekt geologickoprieskumných prác. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 29.*
Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203*
Lexa, J. 1976: Geologická stavba vulkanického komplexu kremnického poľa. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava.*
Lexa, J. et al. 1990: Vysvetlivky k regionálnej mape ložísk a prognóz nerastných surovín Kremnické vrchy. Čiastková záverečná správa za roky 1988–1989. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava, 169.*
Malgot, J. et al. 1989: Záverečná správa z inžinierskogeologického prieskumu v oblasti Kremnice. *Manuskript – SVŠT Bratislava.*
Malgot, J. a Mahr, T. 1977: Sliding area Veľká studňa. Guide to the post Symposium excursion. *Praha, 34–38.*
Maťo, Ľ., Háber, M. a Knésl, J. 1987: Výskyt Te mineralizácie v kremnickom rudnom rajóne. *Mineralia slov., 19, 5, 457–458.*
Michalenko, J., Ivančík, Ľ. a Mitáček, J. 1989: Surovinová základňa exploatovaného ortuťového ložiska Malachov-Veľká studňa a jeho ďalšie perspektívy. *Geol. Průzk., 5, Praha.*
Sawkins, F. J. 1984: Metal deposits in relation to the plate tectonics. *New York – Berlin, Springer Verlag.*
Štohl, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. *Západ. Karpaty, 2, GÚDŠ Bratislava, 7–40.*
Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Text k súboru máp. *Manuskript – Geofyzika Brno.*
Škvarka, L. 1970: Hydrogeologické pomery kremnického rudného poľa. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava.*
Štubňa, S. 1984: Historický a perspektívny vývoj ťažby Au-Ag rúd na ložisku Kremnica. *Sympózium Hornická Příbram ve věde a technice, sekcia Au-Ag, Příbram.*
Štubňa, S. 1985: Kremnica – Šturec, Au-Ag rudy, podrobný prieskum, stav k 31. 12. 1985. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript – RB Kremnica.*
Štubňa, S. a Gayer, B. 1987: História, súčasnosť a budúcnosť kremnického rudného baníctva. *Sympózium Hornická Příbram ve věde a technice, sekcia H, Příbram, 157–166.*
Veľký, P. 1990: Ročná správa o geologickoprieskumných prácach na úlohe Kremnické Bane – Šturec-sever. *Manuskript – GP Spiš. Nová Ves, 9.*

The contemporary view on the geology, metalogenesis and ore forecast of the Kremnica Mts. ore district

The Kremnica Mts. ore district is situated in the northern part of the Central-Slovakian Neovolcanic Area (Central Slovakia). Almost whole district's surface is built by various rocks of the Late Tertiary volcanic complex (Konečný et al., 1983, pictures No 2, 3). There is the narrow connection between the Late Tertiary volcanic activity and all types of ore mineralization of the district. The gold bearing quartz veins from the Kremnica ore field (central part of district), represent the main mineral wealth of this area. According to the latest studies of historicans (in Štubňa, 1985), the gold at Kremnica has been mined already before the 10th century. Kremnica itself became the royal mining town in the beginning of the 14th century and some 20 years later, the mint plant has been found here. It is supposed that about 20 tons of gold has been obtained from Kremnica mines during more than 1 000 years of mining activity (Knésl et al., 1980). Finally, the gold mining has been ceased in 1970. Nevertheless, it must be admitted, that the main reason of the closing of this mining, has been in fact the wrong assesment of the further development of the gold prices in world markets at that time. The investigation activities started again in the Kremnica gold field in 1979. The new information about geology, metalogenesis and ore forecast are given in this article (Knésl et al., 1990). The outline of main prospecting activities within the district is given in Figure 1.

The Kremnica gold bearing veins are concentrated into 3 main vein systems (Figure 4–6). The main attention of the latest investigation program has been aimed at the northern part of the first vein system (Figure 6). As the results from the drilled boreholes at the northern parts of the first vein system show (the Kremnické Bane vicinity), the gold bearing veins go on into the depth, below the level of the Main drainage drift, i. e. into the parts of deposit untouched by old exploatation. From economical point of view, there is important the fact, that the character of ore mineralization is changed toward the depth (decrease of Au content, increase of Ag, Pb, Zn, Cu and Te contents). The presence of Te mineralization (mainly hessite) has been discovered in the Kremnica Mts. for the first time (Maťo et al., 1987).

The ore forecast of the whole district, according to the latest estimations (Böhmer et al., 1988; Burian et al., 1984; Knésl et al., 1990; Lexa et al., 1990), is given in Figure 7. There is estimated that the whole capacity of the Kremnica Au (Ag-Pb-Zn-Cu-Te) bearing veins reaches total value about 50 mil. tons of ores, where can be distinguished: about 5 mil. tons with average content about 3 gt^{-1} Au and 80 gt^{-1} Ag, about 5 mil. tons with average content about 0.2 gt^{-1} Au, 100 gt^{-1} Ag, 0.6 % Pb, 0.8 % Zn, 0.2 % Cu, 10 gt^{-1} Te (deeper levels of the first vein system in the Kremnické Bane vicinity) and about 10 mil. tons with average content of about 1,5 gt^{-1} Au and 10 gt^{-1} Ag (near surface ores in the Šturec deposit in central part of the field). The rest of total capacity reaches the average gold content of about 2. gt^{-1} (incl. Ag).

During the last time there were carried out many of investigation works at marginal parts of the district. The discovery of the disseminated monometallic mercury mineralization in the eastern part of the area (Malachov ore field) is one from the most important results. This mineralization is developed within the environment of the Central Carpathian Early Tertiary beds. The origin of mercury mineralization is closely connected with final stages of the Late Tertiary volcanic activity. It is estimated that the total capacity of mercury ores in Malachov

ore field is about 2 mil. tons of ores, with average metal content of about 0.17 % Hg (including proved reserves in the Veľká Studňa deposit). The Veľká studňa deposit has been successfully mined since 1980 (Knésl et al., 1981).

The first knowledges about the presence of disseminated gold mineralization within the carbonate sedimentary beds (so called Carlin type – Knéslová, 1989; Knésl, 1990) indicate that this new untraditional type of gold mineralization could become the most important type of ore mineralization at this district during the future. Strong indications of the presence of Carlin type gold mineralization have been discovered in the western marginal parts of the area (Handlová vicinity, occurrence Remata). According to the preliminary estimation, the total capacity of the Remata occurrence can reach about 25 mil. tons of ores with average metal content of about 3 gt^{-1} Au (the level of inferred reserves).

There are also some indications in the district area (mainly in northern and western parts) about the presence of copperporphyries. The theoretical suppositions exist in the Kremnica Mts. for the presence of bertrandite mineralization at rhyolite rocks of Jastrabá formation (southern part, Knéslová, 1990).

The further types of ore mineralization have not greater economic significance at present time (Sb bearing veins at central part of Kremnica field, Pb-Zn bearing scarns from northern part of the Kremnica field, the disseminated mercury mineralization at silicified rhyolite tuffs south of the Kremnica field, As (Sb) disseminated mineralization from Malachov field.

At last (but not at least), it is needed to note that the economic significance of the Kremnica Mts. ore district is higher, because the wide scale of special mineral deposits (perlites, bentonites, limnoquarzites, zeolites, ceramic clays) is also present. The contemporary knowledge about geology, metalogenesis and ore prognosis of the Kremnica Mts. ore district indicate that this area can be very important exploration target also during the future, under the conditions of the market economy.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 295–313

Biostratigrafická korelácia flyšových súvrství kriedy bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jej paleogeograficko-tektonický vývoj

JOZEF SALAJ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 15. 10. 1990, revidovaná verzia doručená 19. 3. 1991)

Biostratigraphic correlation of Cretaceous flysh formations in the Klippen- and Peri-Klippen zones of the Middle Váh valley and their paleogeographic – tectonic history

Middle Cretaceous flysch formations including huge Triassic to Lower Cretaceous olistoliths in the northernmost and northwestern parts of the Klippen Belt were revealed in the tectonic window at Dolná Mariková. The olistoliths and the pebbles analyzed from exotic Upohlava Cenomanian conglomerates at Dolná Mariková are representants of the Mesozoic developments in the southern margin of the North-European platform within the basement of the Flysch Belt. The Triassic part is characteristic for the Central Carpathian development whereas the upper part of the Lower and the Middle Jurassic sequences indicate deep unaerated black facies (simitarly to the Kysuca Unit).

The Middle Cretaceous, more distal Albian to Turonian flysch, overlying the black Lower Cretaceous sequence in the Fodorka Unit near Horné Srnie was deposited farther northerly from the Czorsztyn depositional zone.

In time when the Czorsztyn depositional zone variagated marls were deposited in the Albian to Lower Campanian, this flysch facies was gradually thrust over the subducting northernmost part of the Klippen Belt Basin during Middle to Late Cretaceous.

The Albian to Turonian flysch formation at Vrzávka was supplied by detrital material coming from the partial emerged zone between the Kysuca and Drietoma depositional zones as proved by N-S or NNE-SSW and E-W paleocurrents measured (Gross, 1963).

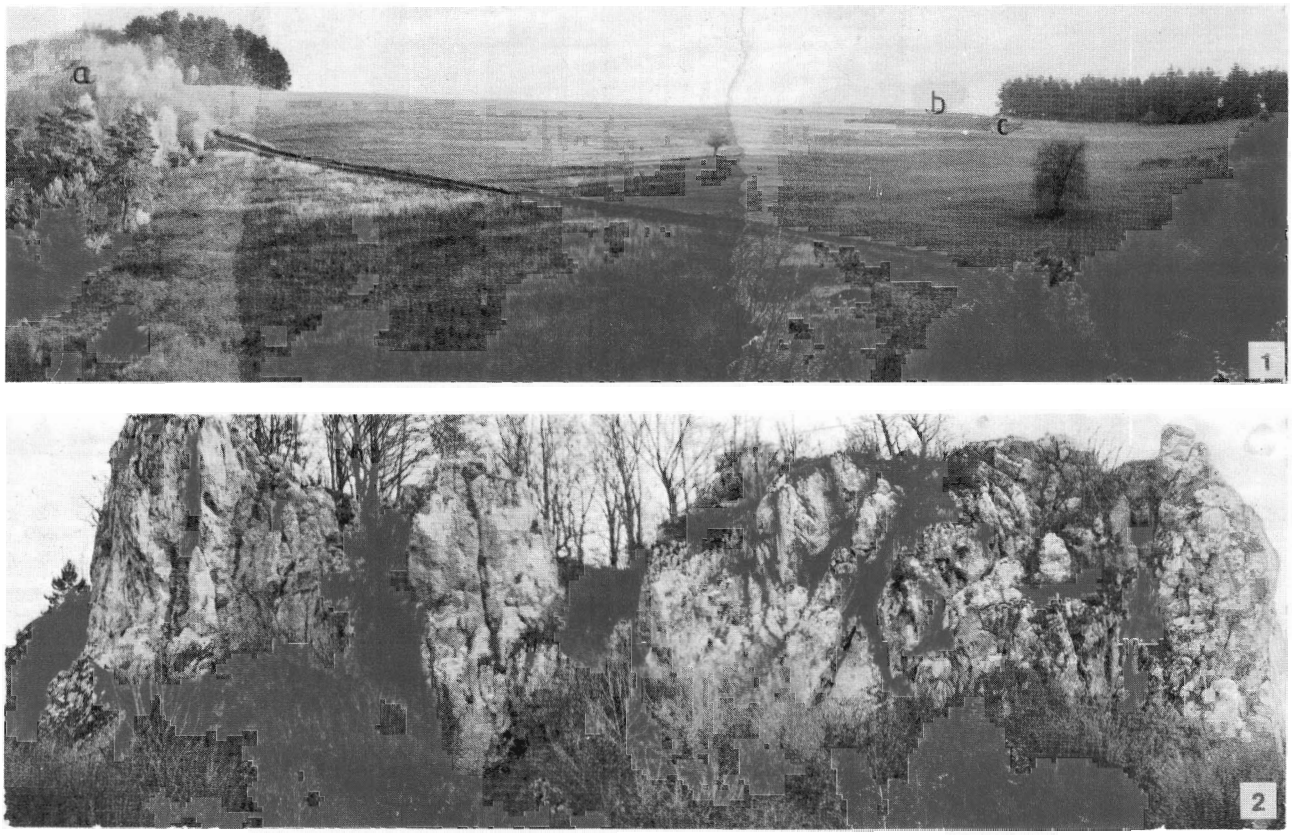
A system of "Ultra-Pieninian" cordilleras (exotic ridges; Salaj, 1990b) affected the facial evolution of particular flysch formations in the successions of the Drietoma-, Klapa-, Podhájska-, Manín- and Kostolec units in the Middle Váh valley.

Úvod

Flyšové súvrstvia v bradlovej a pribradlovej zóne majú značné zastúpenie, hlavne v jej západnej časti. Predmetom štúdia boli najmä súvrstvia v okolí Moravského Lieskového a v úseku Horné Srnie–Bytča. Sú prítomné prakticky vo všetkých tu vystupujúcich tektonických jednotkách. Študovalo ich viac autorov z hľadiska priestorového rozšírenia, paleogeograficko-tektonického, stratigrafického a litologického (Andrusov, 1959, 1966, 1972, 1974; Andrusov a Scheibner, 1960; Scheibnerová, 1962; Began, 1962, 1969; Began a Salaj, 1978; Salaj a Began, 1963, 1977, 1983; Salaj a Samuel, 1963, 1966; Kantorová a Andrusov, 1958; Kantorová a Began, 1958; Kysela et al., 1982; Maheľ, 1978a, 1979, 1980, 1981a, b, 1984, 1986; Maheľ in Maheľ et al., 1967; Marschalko a Kysela, 1979, 1980; Marschalko a Samuel, 1975, 1980; Marschalko et al., 1980; Mišík a Marschalko, 1988; Rakus, 1977; Salaj, 1961, 1962, 1982, 1986a, 1987, 1988a, b, 1990a; Salaj a Kysela, 1975; Salaj, Kysela et al., 1979; Samuel et al., 1972, 1983; Scheibner, 1961, 1962; Scheibner a Scheibnerová, 1958; Haško a Polák, 1979, a i.).

Pri štúdiu sme použili nasledujúce publikované geologické mapy: Tektonická mapa ČSSR (Maheľ a Malkovský, 1984), Strážovské vrchy (Maheľ et al., 1981), Považská Bystrica, Bytča (Andrusov, 1951, 1957), Žilina (Andrusov a Kuthan, 1944), prehľadná mapa úseku Považská Bystrica–Žilina (Marschalko a Kysela, 1980), ako aj nepublikované mapy: Považská Bystrica 1 : 50 000 (Began, Salaj, Rakus et al., 1963), mapy 1 : 25 000 Valašské Klobouky, Papradno, Stupné, Dolná Mariková (Began a Salaj, 1966a, b), Pruské (Salaj, Began et al., 1983), Nesluša, Žilina, Bytča (Salaj a Kysela, 1975; Salaj, Kysela et al., 1979), Súľov (Kysela, Rakus et al., 1979) a oblasť Púchova–Považskej Bystrice–Bytče (Salaj, 1988a, b).

Podrobnejší rozbor doteraz dosiahnutých hlavných výsledkov spomenutých, ako aj iných autorov o geologickej stavbe a stratigrafii bradlovej a pribradlovej zóny študovanej oblasti je v prácach Salaja (1982, 1987, 1990a, b), Salaja a Samuela (1966, 1984) a Gašparikovej a Salaja (1984).



Tab. I. Panoramatický záber terenu časti marikovského tektonického okna. 1 – Západná časť tvorená vrchnou kriedou: a – kóta Michalkovej hory tvorená cenomanským flyšom s prevahou zlepencov; v zároze polnej cesty vedúcej k olistolitu (obr. 2) strednotriasových vápencov vystupuje albský flyš, b – pestré sliene kampánu v zároze poľnej cesty na odvrátenej strane kopca, c – rozvetrané podbradlové súvrstvie vrchného kampánu vystupujúce na okraji lesíka; 2 – Východná časť: veľké olistolitové bradlo tvorené ilýrsko-ladinskými biopelmikritickými vápencami. Vrstvovitosť a tektonické poruchy zreteľne viditeľné; navyše na pravej strane bradla evidentne mladé poloblúkovité línie vzniknuté pri vytláčaní bradla.

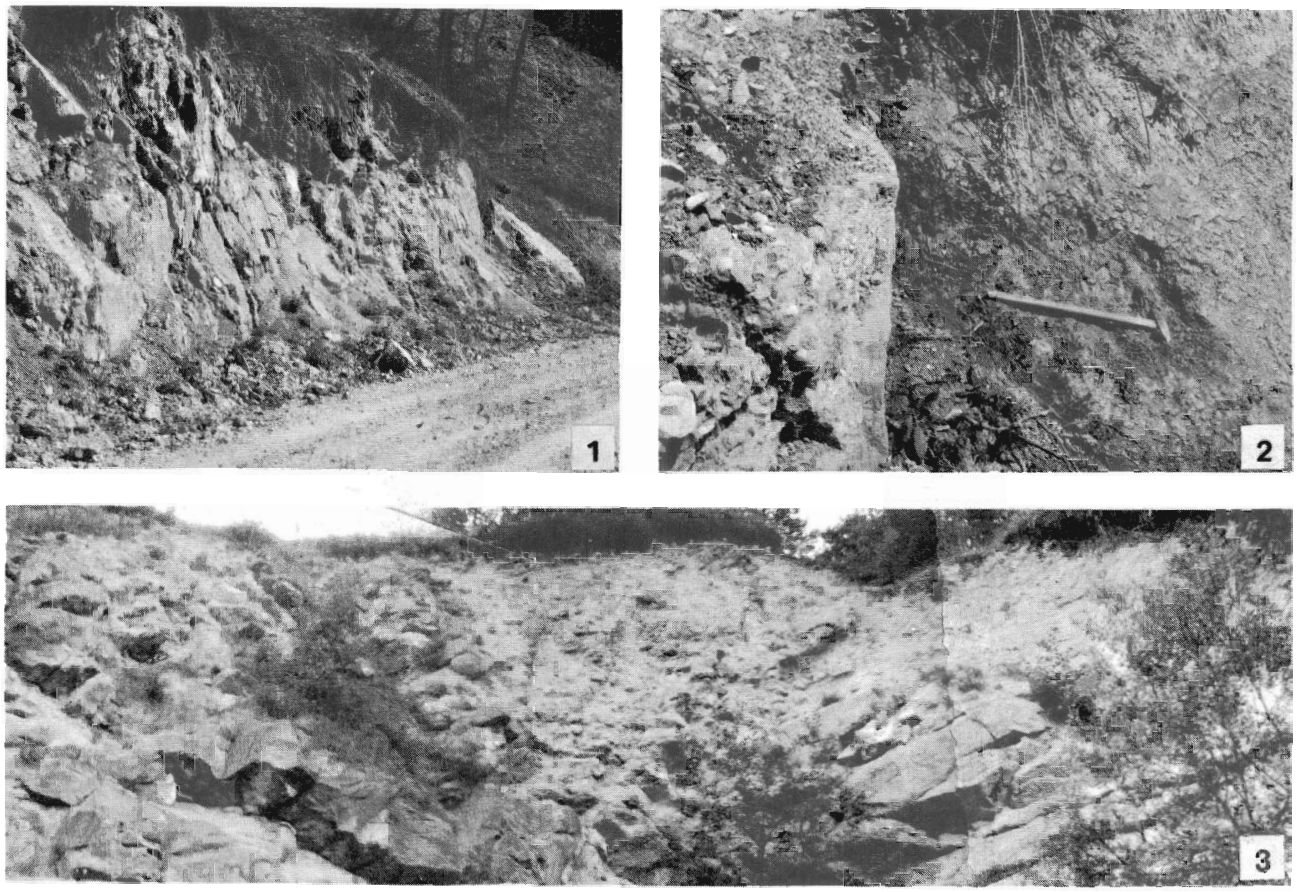
Pl. 1. Panoramatic view into the part of Mariková tectonic window. 1 – western part built by Upper Cretaceous: a – Michalková hora hill made of Cenomanian flysch with prevailing conglomerate in the land road-cut leading to the olistolith (Fig. 2) of Middle Triassic limestone with outcrops of Albian flysch, b – variegated marl of Kampanian age in the road-cut on the opposite slope of the hill, c – weathered Podbradlianka member of Upper Kampanian age outcropping along the margin of the forest. 2 – Eastern part: large olistolithic "klippen" made of biopelmicritic limestone of Illyrian to Ladinian age. Bedding and tectonic surfaces clearly visible, moreover young semi-arched surfaces on the right side of klippen generated by the protrusion of the klippe.

Bradlové pásmo

Najsevernejšie výskyty strednej a vrchnej kriedy v bradlovom pásme reprezentované flyšovým albom – turónom, púchovskými slieňmi a vrchnokampánskymi podbradlovými vrstvami sú v dolnomarikovskom tektonickom okne. Vystupujú v podloží strednoeocénnych flyšových sedimentov bystrickej jednotky, reprezentovaných zlínskymi vrstvami.

Alb, ktorý je prevažne rozvetraný a zahlinený, reprezentuje hlavne jemnorytmický flyš s aglutinovanými foraminiferami s prevahou druhu *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss). Lokálne sa preukázal aj výskyt druhu *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) (Began et al., 1965; s. 130). Sú v ňom chaoticky usporiadané olistolity sivých ilýrsko-ladinských raminských intrabiopelmikritických až sparitických vápencov, hauptdolomitu, fleckemerglových vápencov stredného liasu, krinoidových vápencov bajoku – batu s detritom hojného dolomitického materiálu a titónsko-neokómskych vápencov.

Cenoman reprezentuje flyšové súvrstvie s prevahou exotických upohlavských zlepencov bez olistolitov a s polohami lavíc hrubozrnného vápnitého pieskovca bez ílovca. V obliakoch okrem kryštalického materiálu reprezentovaného granitom, kremitým porfýrom a relatívne značne zastúpeným diabázom (Began et al., 1965) sú podobne ako v Stupnom prítomné z paleozoických sedimentárnych hornín čierne aleurity, čierne grafitické bridlice a lydity. Tie sú síce vzácne zastúpené v malom lome v zároze cesty v Dolnej Marikovej, ale hojnejšie sú v skalnej stene severne od kóty Michalkova hora (tab. 1; 1a).



Tab. 2. 1 – Cenomanská časť upohlavských plytkovodnejších zlepencov na styku so slieňovcami. Sukcesia Šebeštanovej klapskej jednotky. Zárez lesnej cesty pod Kozincom; 2 – detail styku upohlavských zlepencov s cenomanskými slieňovcami, v ktorých v zárezе cesty vystupujú tri polohy zlepencov; 3 – prevrátené cenomanské flyšové súvrstvie s prevahou pieskovcov sukcesie Hoštinej drietomskej jednotky. Kameňolom pri ceste vedúcej do Hoštinej.

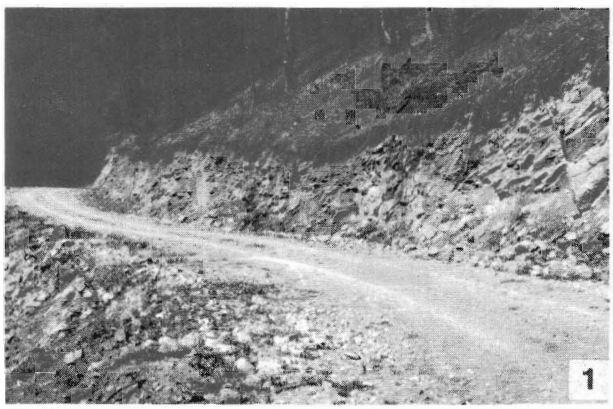
Pl. 2. 1 – Cenomanian part of the Upohlava conglomerate in more shallow-water development, along their contact with marlstone. Succession of the Šebeštanová Klape unit, forest road-cut beneath the Kozinec hill. 2 – Detail of the contact between Upohlava conglomerate and Cenomanian marlstone in which there are three layers of conglomerate in the road-cut, 3 – overturned flysch beds of Cenomanian age with prevailing sandstone of the Hoštiná Drietoma unit succession. Quarry near the road to Hoštiná.

Z triasu okrem spodnotriasového detritického materiálu a fialových bridlíc sú hojné obliaky strednotriasových až vrchnotriasových vápencov a brekciovitých dolomitov, ďalej dachsteinské vápence s *Triasina hantkeni* Majzon, lumachelové rétske vápence s gastropódami, koralmi a s *Gandinella falsofriedli* (Salaj, Borza a Samuel).

Z jurských hornín sú v obliakoch prítomné svetlé spodnojurské spongolity, krinoidové vápence, čierne biomikritické vápence spodnej až strednej jury s rádiolériami, ihlicami húb, rádiolarity a vzácne svetlejšie malmské vápence s rádiolériami, lentikulínami, titónsko-neokómske vápence s kalpionelami, prípadne s hedbergelami a urgónske intrabiosparitické vápence s orbitolínami barému – aptu.

Hrubozrnné vápnité karbonátové netriedené pieskovce tvoriace polohy v upohlavských cenomanských zlepencoch majú z makrofauny úlomky druhu *Exogyra columba*[1] Lamarck. Tieto pieskovce, podobne ako aj vápnité pieskovce tvoriace vložky v exotických zlepencoch drietomskej jednotky v Stupnom majúce druh *Exogyra columba*[1] Lamarck (Began et al., 1965; s. 130), potvrdzujú nielen cenomanský vek týchto zlepencov, ale zároveň aj ich plytkovodnejší, neritický charakter. Sedimentovali v nie väčšej hĺbke ako 100 m. Potvrdzuje to aj charakter sedimentov. Gradačné zvrstvenie je nevýrazné, pieskovce sú hrubozrnné, bezštruktúrne, chýbajú laminované pieskovce distálneho typu. Ak sú prítomné bridličnaté vložky, ide o piesčité slieňovce s vysokým obsahom CaO. Podobne aj cenomanské slieňovce zo zlepencov drietomskej jednotky JZ od Vršatského Podhradia majú nielen vysoký obsah CaO (Ďuriš in Salaj,

[1] Podľa Zárubu (in Mišík a Sýkora, 1981) ide o synonymum druhu *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck).







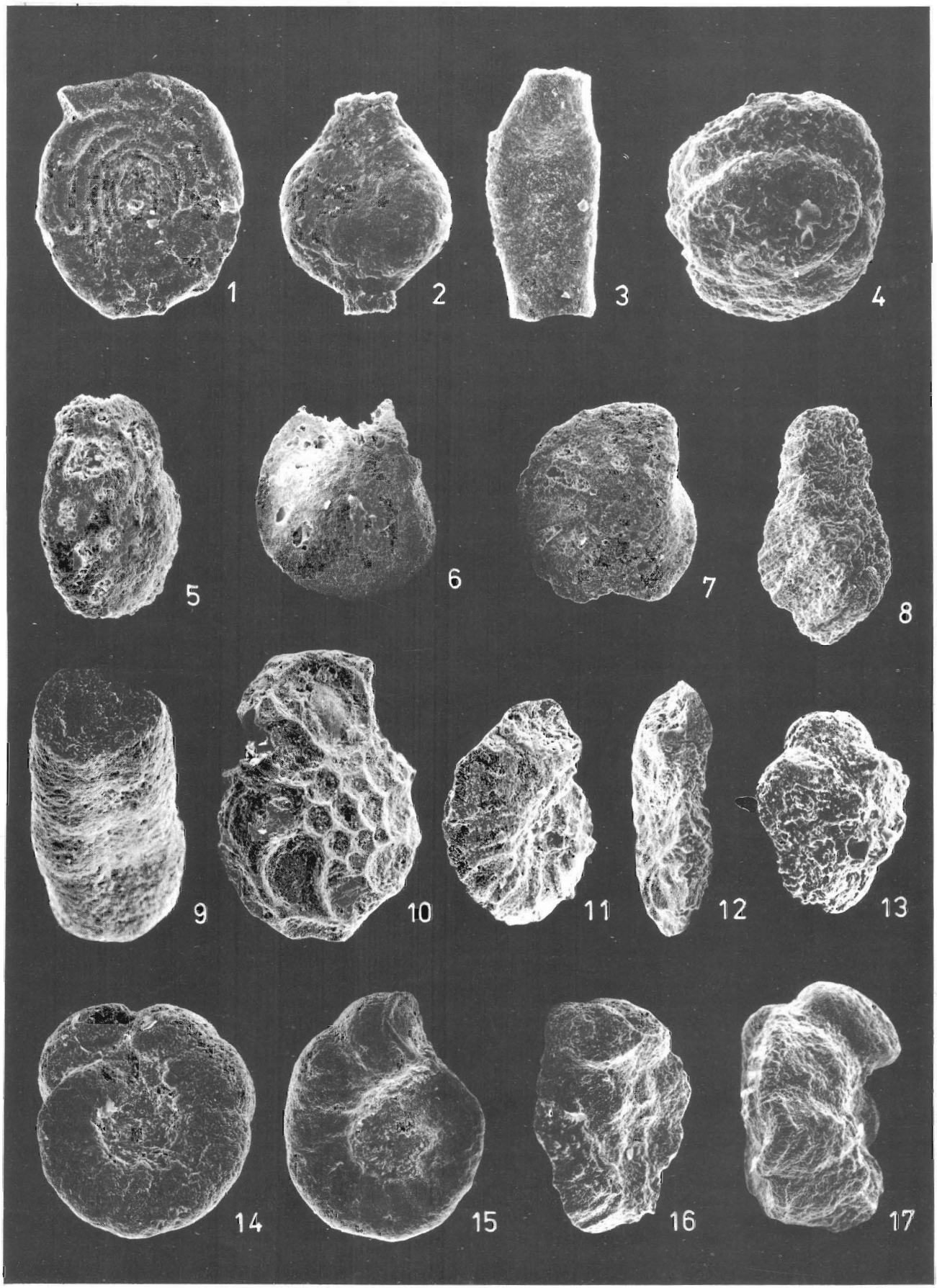


Tab. 3. 1 – Flyšové súvrstvie turónu sukcesie Šebešťanovej, klapská jednotka. Zárez lesnej cesty 1 km JV od Kozinca; 2 – Bradlianske vrstvy sukcesie Šebešťanovej s blokmi a obliakmi z exotických zlepencov. Prejavy laramskej fázy vrásnenia v mástrichte. Zárez lesnej cesty zo Šafranice na kótu Hradisko; 3 – Šafranické súvrstvie sukcesie Šebešťanovej, klapská jednotka; slieňovce s pasážami vápnitých pieskovcov a polohami organodetritických vápencov (spodná časť). Zárez lesnej cesty zo Šafranice na kótu Hradisko (SV od Udiče); 4 – Egenburské pieskovce a zlepence s bohatou faunou lastúrnikov s výraznými poruchami. Kameňolom Somarica, S od Sverepca.

Pl. 3. 1 – Flysch beds of Turonian age of the Šebešťanová succession, Klape unit. Forest road-cut 1 km SE from Kozinec; 2 – Bradlo beds of the Šebešťanová succession with blocks and cobbles from exotic conglomerate. Signs of Laramian phase of folding in Maastrichtian. Forest road-cut from Šafranica to Hradisko hill; 3 – Šafranica member of the Šebešťanová succession, Klape unit, marlstone with parts made of calcareous sandstone and layers of organodetritic limestone (lower part). Forest road-cut from Šafranica to Hradisko hill (NE from Udiča; 4 – Eggenburgian sandstone and conglomerate with rich Mollusca fauna and significant dislocations. Somarica quarry, northerly from Sverepec.

Tab. 4. 1 – *Ammodiscus cretaceous* Reuss x50, vz. K-20, zárez cesty 3 km JZ od Vršateckého Podhradia, nimnické vrstvy (stredný alb) sukcesie Stupného, drietomská jednotka; 2 – *Reophax ovuloides* Grzybowski x45, vz. K-20. Vršatecké Podhradie; 3 – *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowski x45, vz. K-20; 4 – *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss) x50, vz. K-20; 5–7 – *Lenticulina (Lenticulina)* div. sp. x40. Transportom rozbité a rozpúšťaním zasiahnuté schránky, vz. K-20; 8 – Preplavený úlomok schránky z makrofauny, na ktorom vidieť aj znaky rozpúšťania, vz. K-20; 9 – *Dendrophrya robusta* Grzybowski x60, vz. K-9. Upohlavské vrchnoalbské zlepence s polohami ílovcov sukcesie Šebešťanovej, klapská jednotka. Zárez cesty pri Orlovom; 10 – *Epistomina (Brotzenia) charlottae* Vieaux x60, vz. K-9. Transportom a rozpúšťaním postihnutá schránka; 11–12 – *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (Gandolfi) x80, vz. K-9. Transportom a rozpúšťaním postihnuté schránky; 13 – *Whiteinella gandolfii* Gašpariková et Salaj x110, vz. K-9. Rozpúšťaním postihnutá schránka; 14–15 – *Anomalina (Gavelinella) baltica* (Brotzen) x70, vz. K-4. Cenomanské upohlavské zlepence s polohami slieňovcov sukcesie Stupného, drietomská jednotka. Zárez cesty vo Vršateckom Podhradí; 16–17 – *Thalmanninella reicheli* Mornod x50, x60, vz. K-4.

Pl. 4. 1 – *Ammodiscus cretaceous* Reuss, magn. x50, sample K-20, road-cut SW from Vršatecké Podhradie, Nimnica beds, Middle Albian of the Stupné succession, Drietoma unit, 2 – *Reophax ovuloiles* Grzybowski, magn. x45, sample K-20, Vršatecké Podhradie, 3 – *Hyperammina subnodosiformis* Grzybowski, magn x45, sample K-20, 4 – *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), magn. x50, sample K-20, 5–7 – *Lenticulina (Lenticulina)* div. sp., magn. x40, shells fractured by transport and dissolved, sample K-20, 8 – washed fragment of macrofaunistic shell with visible dissolution marks, sample K-20, 9 – *Dendrophyra robusta* Grzybowski, magn. x60, sample K-9, Upohlava conglomerate with claystone layers, Šebešťanová succession, Klape unit, road-cut near Orlov, 10 – *Epistomina (Brotzenia) charlottae* Vieaux, magn. x60, sample K-9, shell decomposed by transport and dissolution, 11–12 – *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (Gandolfi), magn. x80, sample K-9, shells decomposed by transport and dissolution, 13 – *Whiteinella gandolfii* Gašparíková et Salaj, magn. x110, sample K-9, shell decomposed by dissolution, 14–15 – *Anomalina (Gavelinella) baltica* (Brotzen), magn. x70, sample K-4, Cenomanian Upohlava conglomerate with marlstone layers, Stupné succession, Drietoma unit, road-cut in Vršatecké Podhradie village, 16–17 – *Thalmanninella reicheli* Mornod, magn. x50, x60, sample K-4.


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

1990a), ale aj dokonale zachovanú mikrofaunu planktonických foraminifer (tab. 4, obr. 14–17).

Na porovnanie s opísanými zlepencami sa treba zmieniť o strednoalbských až vrchnoalbských exotických upohlavských zlepencoch klapskej jednotky. Tieto zlepence, ktoré študovali viacerí autori (Andrusov, 1959; Began in Salaj, 1961; Salaj, 1962, 1982, 1986, 1988a, 1990a, b; Salaj a Samuel, 1963, 1966; Began et al., 1965; Marschalko, 1973, 1975, 1976, 1978, 1982; Marschalko a Kysela, 1979, 1980; Marschalko a Samuel, 1975; Marschalko et al., 1980; Mišík a Sýkora, 1981; Mišík a Marschalko, 1988), reprezentujú súčasť proximálneho albského flyšu (zárez cesty pri Orlovom; profil Began et al., 1965; resp. pri Priehrade Mládeže – Dubový háj; profil Marschalko a Samuel, 1975; Marschalko, 1986). Tento druhý flyš, aj keď je proximálny, sedimentoval však ďalej od zdrojovej zóny. Obidva tieto vrstevné komplexy sú odrazom sedimentácie v pomerne hlbšom prostredí, pod hladinou CCD, resp. pod hladinou foraminiferovej lyzoklíny. Silne ich ovplyvnila blízkosť vynorenej zóny, znos a prítomnosť organickej hmoty v znečistených a prehriatych vodných bazénoch. Preto spomenuté hladiny mohli byť situované v podstatne menšej hĺbke, ako ju poznáme z recentných morí.

Potvrdzoval by to aj celkový vývoj albsko-santónskeho, hlavne však albsko-cenomanského flyšového bazénu z podložného karbonátového a vývoj fauny v priebehu tohto dlhého časového úseku.

V spodnej časti spodného albu klapskej jednotky (0,870 My) prebiehala pelagická, veľmi pomalá sedimentácia (0,04 cm/1000 r.) s bohatou planktonickou mikrofaunou (Salaj a Samuel, 1984). Popri aglutinovaných foraminiferách boli zastúpené aj vápnité bentózne foraminifery. Obidva typy majú pomerne veľké schránky, čo svedčí o ich živote v dobre okysličenom aj presvietenom prostredí a určite nie hlbšie ako 700 m.

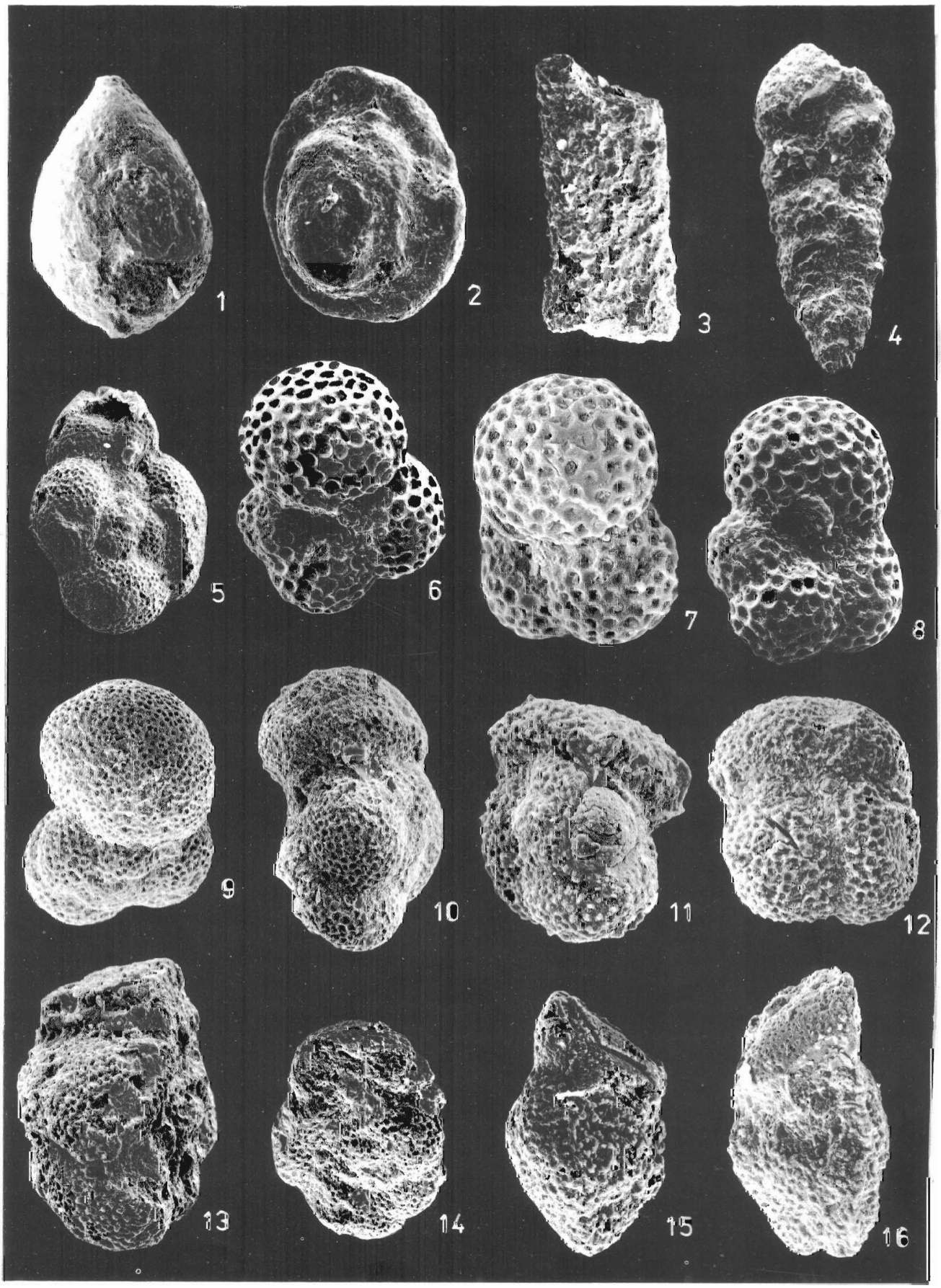
Detritická sedimentácia prebiehala vo vyššom spodnom albe (= 1,250 My) (zóna *Laymeriella tardefurcata*) súvisí s bázickým vulkanizmom spätým s riftingom jednotlivých bazénov (Salaj, 1982, 1987). Nastala sedimentácia (ešte nie vo veľmi hlbokom prostredí) uhrovských pieskovcov (100 m) a flyšových nimnických vrstiev (500 m), ktoré už zodpovedajú sedimentácii maximálne prehĺbenej panvy. Potvrdzuje to aj prítomnosť prevažne aglutinovaných foraminifer. Pokým sú vo viacerých horizontoch prítomné aj vápnité bentózne a planktonické foraminifery, sú okrem mechanického transportu (preplavené) postihnuté disolúciou (tab. 4, obr. 10–13). To potvrdzuje, že dno mora v istom časovo pomerne dlhom úseku bolo pod hladinou CCD, resp. pod foraminiferovou lyzoklínou.

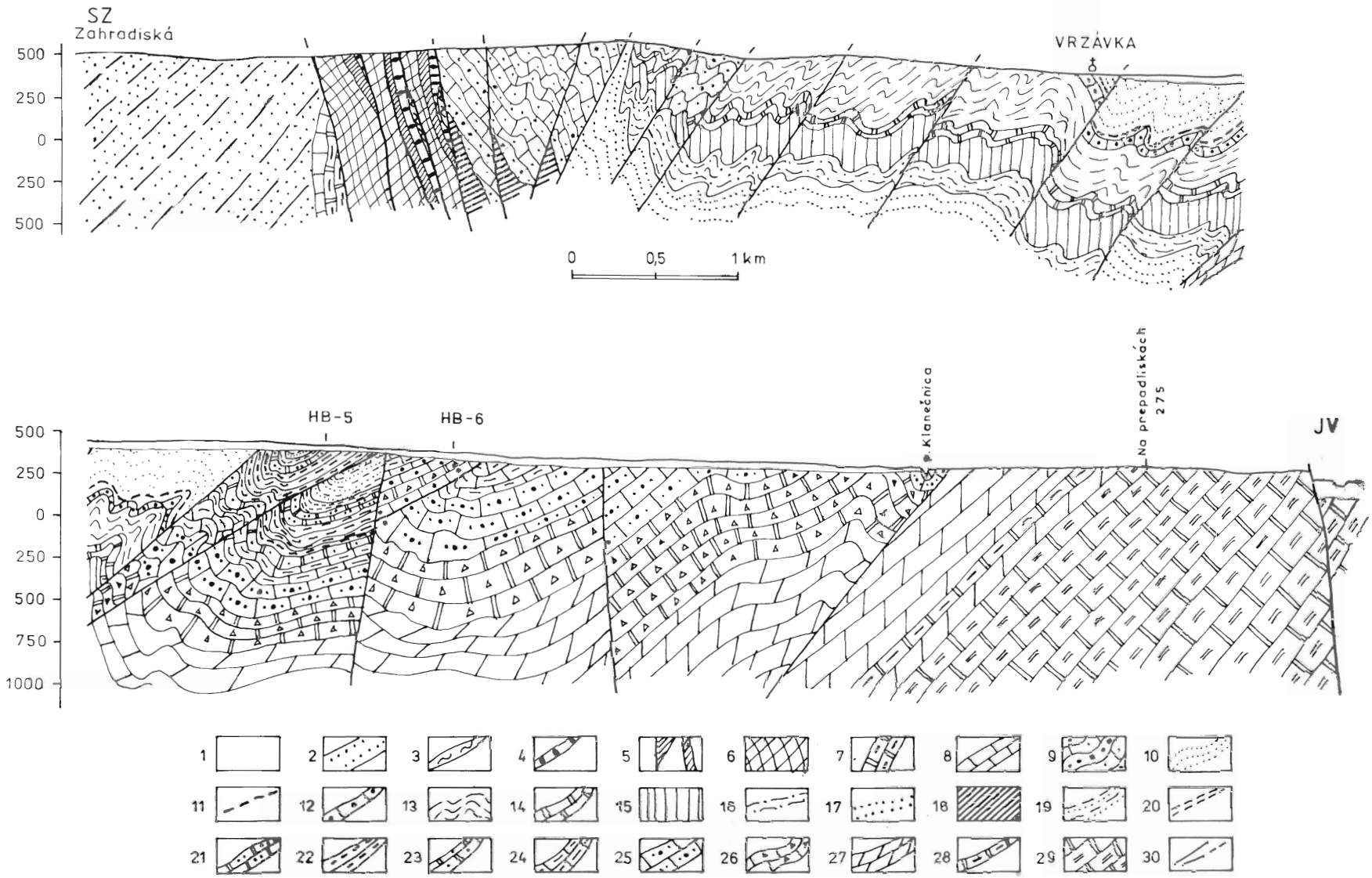
Ílovce v nimnických, ako aj v upohlavských zlepencoch klapskej jednotky majú aj veľmi nízky obsah CaO (Ďuriš in Salaj, 1990a). Obidve tieto súvrstvia zo sedimentologického hľadiska detailne študoval Marschalko (1986) a tiež ich pokladá za usadené v hlbokomorských podmienkach.

Marschalko pre tieto flyšové fácie (1986, s. 24, 25) uvádza odvodenú rýchlosť sedimentácie v cm/1000 r. v rozsahu od 7,5–15,0 cm za predpokladu, že alb v absolútnej časovej škále má 8 My (Marschalko, 1986; s. 25). V zmysle Odina – Kennedyho (1982) sa pre alb v absolútnom veku udáva 12 My, kým pre hypostratotyp albu vo vzťahu k ostatným tuniským hypostratotypom odvodený údaj 10,5 My (Salaj, 1989). Preto pri spomenutých detritických 600 m hrubých sedimentoch vyššieho spodného až stredného albu pri vekovom rozsahu 2,880 My vychádza údaj pre odvodenú rýchlosť sedimentácie cca 18 cm/1000 r., kým pre cca 500 m hrubé upohlavské zlepence klapskej jednotky (zá-

Tab. 5. 1 – *Hormosina ovulum* Grzybowski x100, vz. 75/1963, Jasenica. Zóna s Eoglobigerina pseudobulloides. Dán. Šafranické vrstvy sukcesie Šebešťanovej, klapská jednotka; 2 – *Glomospira charoides* (Jones et Parker) x115, vz. 75/1963; 3 – *Dendrophrya robusta* Grzybowski x45, vz. 75/1963; 4 – *Textularia agglutinans* d'Orbigny x65, vz. 75/1963; 5 – *Eoglobigerina varianta* Subbotina x100, vz. 75/1963; 6–7 – *Subbotina triloculinoides* (Plummer) x275, x325, vz. 75/1963; 8 – *Subbotina trivialis* (Subbotina) x300, vz. 75/1963; 9 – *Eoglobigerina tetragona* (Subbotina) x100, vz. PB-531, Jasenica. Zóna s *Morozovella pusilla*. Vrchný paleocén; 10 – *Eoglobigerina spiralis* (Bolli) x100, vz. PB-531; 11 – *Morozovella praeangulata* (Blow) x165, vz. PB-531; 12 – *Morozovella angulata* (White) x150, vz. PB-531; 13 – *Morozovella conicotruncata* (Subbotina) x150, vz. PB-531; 14–16 – *Morozovella pusilla* (Blow) x115, x165, x135, vz. PB-531. Snímky foraminifer na tab. 4–5 sú vyhotovené na GÚDŠ elektrónovým mikroskopom JSM-840, operátor Horák a Stankovič.

Pl. 5. 1 – *Hormosina ovulum* Grzybowski, magn. x100, sample 75/1963, Jasenica, zone with Eoglobigerina pseudobulloides, Danian, Šafranica beds of the Šebešťanová succession, Klape unit, 2 – *Glomospira charoides* (Jones et Parker), magn. x115, sample 75/1963, 3 – *Dendrophrya robusta* Grzybowski, magn. x45, sample 75/1963, 4 – *Textularia agglutinans* d'Orbigny, magn. x65, sample 75/1963, 5 – *Eoglobigerina varianta* Subbotina, magn. x100, sample 75/1963, 6–7 – *Subbotina triloculinoides* (Plummer), magn. x275, x325, sample 75/1963, 8 – *Subbotina trivialis* (Subbotina), magn. x300, sample 75/1963, 9 – *Eoglobigerina tetragona* (Subbotina) magn. x100, sample PB-531, Jasenica, zone with Morozovella pusilla, Upper Paleocene, 10 – *Eoglobigerina spiralis* (Bolli), magn. x100, sample PB-531, 11 – *Morozovella praeangulata* (Blow), magn. x165, sample PB-531, 12 – *Morozovella angulata* (White), magn. x150, sample PB-531, 13 – *Morozovella conicotruncata* (Subbotina), magn. x150, sample PB-531, 14–16 – *Morozovella pusilla* (Blow), magn. x115, x165, x135, sample PB-531, all photograms made by JSM-840 electronic microscope, D. Štúr Geological Institute Bratislava, Horák and Stankovič operators.


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


SZ
Zahradiská
VRZÁVKA
500
250
0
250
500
0
0,5
1 km
HB-5
HB-6
p. Klanečnica
Na prepadliskách
275
JV
500
250
0
250
500
750
1000
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

◄ Obr. 1. Geologický rez územím mezozoika Čachtických Karpát, bradlovej a pribradlovej zóny v pruhu Zahradiska–Vrzávka–Nové Mesto n/Váhom (Salaj, 1991, s použitím mapy 1 : 50 000 Begana, Hanáčka, Mellu a Salaja, 1984). 1 – kvartér, 2 – paleogén bielokarpatskej jednotky; a – čorštynská jednotka: 3 – pustelniacke sliene albu – spodného kampanu, 4 – titónske svetlé vápence, 5 – čorštynské vápence vrchného batu – spodného titónu, 6 – svetlé a červené krinoidové vápence bajoku – batu; b – kysucká jednotka: 7 – titónsko-neokómske rohovcové vápence, 8 – radiolarity a hľuznaté vápence keloveja – kimeridžu; c – gosauská krieda: 9 –organodetritické vápence, pieskovce a zlepence vrchného kampánu – mástrichtu; d – drietomská jednotka: 10 – albsko-turónsky flyš s polohami zlepencov a pestrých slieňov, 11 – sliene spodného albu, miestami hyaloklastitová láva, 12 – tmavé organodetritické orbitolínové vápence aptu, 13 – titónsko-neokómske vápence, 14 – radiolarity a červené, miestami hľuznaté vápence batu – kimeridžu, 15 – škvrnité vápence, slieňovce, polohy krinoidových a rohovcových vápencov vrchného lotaringu – toarku, v álene mangánové a pieskovcové polohy, 16 – grestenská fácia hetanžu – spodného lotaringu, 17 – keuper a rétske lumachelové vápence a bridlice, 18 – drietomská jednotka vcelku v podloží gosauskej fácie vrchného senónu; e – mezozoikum Čachtických Karpát – nedzovský a lunský príkrov (19 – 21 – len v lunskom príkrove): 19 – flyš albu, 20 – sliene spodného albu, 21 – organodetritické vápence aptu, 22 – titón – neokómske vápence, 23 – organodetritické vápence (alodapické) kimeridžu – spodného titónu, 24 – červené lavicovité, miestami pseudohľuznaté a rohovcové vápence stredného dogeru – spodného malmu, 25 – svetlé, organodetritické krinoidové vápence liasu – spodného dogeru, 26 – dachsteinské, miestami piesčité vápence, polohy brekciovitých dolomitov, laminovaných anhydritov a červených bridlíc, 27 – hlavný dolomit vrchného karnu – norika, 28 – oponitský silne dolomitizovaný vápenec karnu, 29 – wettersteinský, miestami dolomitizovaný vápenec ladinu – kordevolu, 30 – zlomy, prešmyky, presuny.

Fig. 1. Geological profile of the Biele Karpaty Mts., the Pieniny Klippen Belt and Peri-Klippen Zone in the belt between Zahradisko–Vrzávka–Nové Mesto nad Váhom (by Salaj, 1991, using the map 1 : 50 000 by Began, Hanáček, Mello and Salaj, 1984). 1 – Quarternary, 2 – Paleogene of the Biele Karpaty unit; a – Czorsztyn unit: 3 – Pustelniak marl, Albian to Lower Campanian, 4 – light limestone, Tithonian, 5 – Czorsztyn limestone, Upper Bath to Lower Tithonian, 6 – light and red Crinoidal limestone, Bajocian to Bath; b – Kysuca unit: 7 – Tithonian to Neocomian cherty limestone, 8 – radiolarite and nodular limestone of Kellovian to Cimmeridgian; c – Gossau Cretaceous: 9 – organodetritic limestone, sandstone and conglomerate of Upper Campanian to Maastrichtian, d – Drietoma unit: 10 – Albian to Turonian flysch beds with layers of conglomerate and variegated marl, 11 – marl of Lower Albian, in places hyaloclastic lava, 12 – dark Orbitolina organodetritic limestone, Aptian, 13 – limestone, Titonian to Neokom, 14 – radiolarite, red and in places nodular limestone, Bath to Kimmeridgian, 15 – spotted limestone, marlstone with layers of Crinoidea and cherty limestone, Upper Lotharingian to Toarcian, manganese-rich and sandstone layers in the Alenian level, 16 – Gresten facies, Hettangian to Lower Lotharingian, 17 – Keuper beds and Rhetian lumachella limestone and shale, 18 – the Drietoma unit, undivided in the bottom of Gossau facies of Upper Senonian age, e – Mesozoic of the Biele Karpaty Mts., Nedzov and Lunz nappes (19 – 21 – only in the Lunz nappe): 19 – flysch, Albian, 20 – 20 – marl, Lower Albian, 21 – organodetritic limestone, Aptian, 22 – limestone, Tithonian to Neocomian, 23 – organodetritic (allodapic) limestone, Kimmeridgian to Lower Tithonian, 24 – red platy and in places pseudo-nodular and cherty limestone, Middle Doggerian to Lower Malmian, 25 – light, organodetritic Crinoidea limestone of Liassic to Lower Doggerian, 26 – Dachstein limestone, in places arenaceous, layers of brecciated dolomite, laminated anhydrite and red shale, 27 – main dolomite of the Upper Carnian to Norian, 28 – Opponitz limestone, heavily dolomitized, Karnian, 29 – Wetterstein limestone, in places dolomitized, Ladinian to Cordevolian, 30 – fault, thrust, reverse fault.

rez cesty SZ od Orlového – vyšší stredný – vrchný alb vrátane vrakónu) a zodpovedajúce zónam *Thalmanninella subticinensis, Th. ticinensis* a *Whiteinella gandolfii* pri predpokladanom absolútnom veku 5,500 vychádza rýchlosť sedimentácie cca 90 cm/1000 r.

Uvedené odvodené rýchlosti sedimentácie flyšových sedimentov ukazujú na dynamickosť tektonických procesov v priebehu albu a na to, že v spodnom až strednom albe bola subsidencia panvy rýchlejšia ako rýchlosť sedimentácie, kým od vrchného stredného albu, a hlavne počas vrchného albu prevládala rýchlosť sedimentácie nad subsidenciou, uplatňovalo sa pozvoľné splytčovanie, takže v cenomane v klapskom aj v drietomskom sedimentačnom priestore nastala sedimentácia plytkovodných detritických vrstiev. V sukcesii Šebešťanovej po krátkom období pokojnej sedimentácie (štepnické ílovce; Salaj, 1990a) sedimentovali plytkovodné považskobystrické orbitolínové vrstvy a orlovské pieskovce. Opis týchto, ako aj vyšších členov v sukcesii Šebešťanovej detailne uvádza iná naša práca (Salaj, 1990a).

Treba ešte spomenúť, že orlovské pieskovce sa v klapskej jednotke laterálne zastupujú aj plytkovodnejšími, prevažne karbonátovými upohlavskými zlepencami, ako sa to dokumentovalo na viacerých lokalitách (napr. Kozinec, JZ od Zalazištia – Salaj, 1990b).

Možno teda konštatovať, že v klapskom s. s. sedimentačnom priestore v oblasti Považskej Bystrice rovnako ako v oblasti Dolnej a Hornej Marikovej na rozhraní bielokarpatsko-bystrického sedimentačného priestoru sa keuperská a grestenská fácia primárne nevyvinula. Tie však boli prítomné v drietomskom a bradlovom sedimentačnom priestore. Podobne aj v Brezovských a Čachtických Karpatoch je nadväznosť fácií nedzovského, resp. ötscherského, jablonického a lunského príkrovu (Salaj, Hanáček in Salaj et al., 1987). Lunské vrstvy v jablonickom príkrove majú malú, kým v lunskom príkrove značnú mocnosť (Mello in Salaj et al., 1987). Obidva príkrovy spolu s nedzovským pokladáme za zvyšok neoderodovanej klapskej kordiléry (Salaj, Began in Salaj, 1982; Salaj, Hanáček in Salaj et al., 1987). Dôležité sú aj ojedinelé vložky pestrých keuperských bridlíc a dolomitov, ako aj piesčitých vápencov v réte. Obidve tektonické jednotky majú vyvinuté kimeridžské organodetritické alodapické vápence (navyše v lunskej jednotke navŕtanej v podloží kvartéru v oblasti Bošáce je prítomný flyšový alb). Okrem toho fácia krinoidových vápencov obidvoch jednotiek prechádza na SZ v drietomskej jednotke do flecke-

merglovej fácie. Sú v nej okrem škvrnitých slienitých vápencov a slieňov polohy krinoidových vápencov, ďalej detritický gresten, detritický álen s mangánom (Salaj, 1990b) a keuper sú prítomné. Okrem toho v lumachelových vápencoch rétu sú polohy sivého vápenca dachsteinského typu. Tieto detritické fácie sú aj v bradlovom pásme (napr. oblasť Horného Srnia; Salaj, 1987, 1990a, b).

Celkovú geologickú stavbu bradlovej, pribradlovej zóny a Čachtických Karpát na území medzi Novým Mestom n. Váhom – Vrzávkou – Zahradiskom vidieť z profilu (obr. 1).

Turón v oblasti Dolnej Marikovej je reprezentovaný jemnorytmickým distálnym flyšom s polohami pestrých slieňov s *Falsomarginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno) a *Concavatotruncana imbricata* (Mornod).

Aj keď koňak – santón sa faunisticky nepreukázal, jeho pôvodnú existenciu v klastickom vývoji v dolnomarikovskom tektonickom okne tiež predpokladáme. Tento predpoklad potvrdzuje aj existencia púchovských spodnokampanských pestrých slieňov, aj keď len sporadicky preukázaných (tab. 1, 1b). Z podbradlianskych vrstiev vrchného kampanu sa preukázal malý východ organodetritických orbitoidových vápencov, hrubodetritických vápnitých pieskovcov a sivých inocerámových slieňovcov (tab. 1, 1c). Mástricht – paleocén nie je preukázaný, aj keď o jeho pôvodnej existencii by sa nemalo pochybovať.

Celý dolnomarikovský vrstvový kriedový sled je s okolitým flyšom v tektonickom styku. V tyle je bystrická jednotka naň nasunutá, kým v predpolí z tektonického podložia vystupuje flyš bielokarpatskej jednotky. Dolnomarikovské tektonické okno tak jednoznačne určuje rozhranie dvoch tektonických jednotiek – bystrickej a bielokarpatskej, ako je to zrejmé aj z Andrusovovej geologickej mapy (list Bytča; Andrusov, 1957).

Vzhľadom na to, že v čorštynskej sedimentačnej zóne v albsko-spodnom kampáne sedimentovali pestré sliene, opisované flyšové súvrstvie muselo pôvodne sedimentovať severnejšie od čorštynského sedimentačného priestoru. Ak do tohto bolo nasunuté, tak len od S, a nie od J, hoci je tu nápadná podoba so strednokriedovým flyšom drietomskej jednotky sukcesie Stupného.

Nie je vylúčené, že by tento strednokriedový flyš mohol patriť do sukcesie Fodorky napriek tomu, že čiernu spodnú kriedu sa tu nepodarilo preukázať.

Dolnomarikovské bradlá, ktoré Andrusov (1957) pokladal za čorštynské, považujeme za olistolity nielen pre chaotické usporiadanie v albskom flyši, ale aj preto, že tu po fácii pestrých albsko-kampanských pelagických pustelniackych slieňov v čorštynskej jednotke niet ani stopy. Ak by sme aj pripustili, že ide o čorštynské bradlá vystupujúce z podložia flyšu (ktoré tu aj predpokladáme), tak ten by musel byť nasunutý zo S. Ďalší závažný poznatok je, že vývoj mezozoika sedimentovaného SZ od bradlového pásma, a teda už v podloží Magury mal ešte centrálnokarpatský ráz nedzovského, resp. jablonicko-lunského typu (pokiaľ ide o trias). Hlbšia čierna vyššia spodná až stredná jura s *Involutina liassica* (Jones), ihlicami húb a rádiolériami by reprezentovala aspoň čiastočne špecifický vývoj nevetranej karbonátovej jury na južnej časti vlastnej severoeurópskej platformy, takej, akej sa vyskytuje aj v kysuckej sukcesii. Svojím vývojom je blízka fatrickej jure od Mariánky a Borinky, resp. jure z Maheľovho vrtu Soblahov–1.

Túto spodnú až strednú čiernu, ale značne detritickú juru (vrt Soblahov–1, hĺbka od 1 346 do 1 803 m; Kullmanová, 1978) začlenil Maheľ (1981a) do svojho váhika. Ide prevažne o tmavé škvrnité vápence a slieňovce s polohami vápnitých pieskovcov, zlepencov, tmavých aleuritov, miestami sklzového charakteru. Je úplne evidentné, že tento typ fácie v takom mohutnom vývoji nie je známy v drietomskej jednotke a ani nemohol existovať v klapskej spodnej-strednej jure, reprezentovanej podobne ako v manínskej sukcesii krinoidovými organodetritickými vápencami.

V manínskej sukcesii v toarku a álene, v podloží batsko-oxfordských hľuznatých vápencov fácie „amonitico rosso", je asi 100–150 m poloha hrubodetritických kvarcitických pieskovcov až zlepencov. Ich pôvod treba hľadať v jednej z ultrapieninských kordilér, ktorá fungovala v toarku a álene a mohla byť v priestore podhájskej sedimentačnej zóny (SZ časť manínskeho sedimentačného priestoru s. l.) a dodávala materiál z detritických vrchnotriasových (keuper), prípadne spodnotriasových sedimentov. Karbonátový valúnový materiál stredného triasu nebol zatiaľ preukázaný.

Ďalší strednokriedový flyš (vyšší spodný alb-turón) vystupujúci v oblasti Horného Srnia je prítomný v sukcesii Fodorka (Salaj, Began in Salaj, 1987) v nadloží spodnej čiernej kriedy. Ide o sukcesiu jednotky, ktorej jednotlivé fácie sedimentovali severne od čorštynskej sedimentačnej zóny. Prítomnosť planktonických foraminifer (Salaj, 1990a) by svedčila o usádzaní tohto flyšu ešte nad foraminiferovou lyzoklínou aj nad hladinou CCD, o čom svedčí aj pomerne vysoký obsah CaO v slieňoch. Prítomné horizonty exotických jemnozrnných až strednozrnných zlepencov v cenomane a v turóne svedčia o dodávaní exotického materiálu z vynorenej mezozoickej bielokarpatskej kordiléry, situovanej podobne ako v oblasti Marikovej približne na rozhraní neskoršieho bielokarpatského a bystrického paleogénneho sedimentačného priestoru. V albe sa z čelne vynárajúcej hrany odlamovali ohromné bloky olistolitov, kým v ce-

nomane sa v spomenutej oblasti Dolnej Marikovej v rámci dvojkomponentového flyšu usádzali hrubozrnné exotické zlepence a hrubozrnné vápnité pieskovce. Bližšie k čorštynskej zóne, a to v oblasti Horného Srnia, sa v strednokriedovom distálnom flyši usadzovali už jemnozrnnejšie polohy exotických zlepencov. V strednej kriede sa sedimentačná zóna Fodorky subdukčne podsúvala pod obdukčne nasúvanú vynorenú čorštynsku jednotku. Jej SZ časť, ktorá sa postupne v priebehu vrchného albu – cenomanu ponárala, má na jure transgresívne uložené vrchnoalbské orbitolínové zlepencovité vápence, príp. na titóne leží vrchný flyšový cenoman. Na jeho báze je lavica mikritického vápenca s *Rotalipora cushmani* (Morrow). Na styku strednokriedového flyšu (s viacerými horizontmi planktonických foraminifer; Salaj, 1990b) s nadložnými pestrými senónskymi slieňmi je regresívna lumachelová lavica pieskovca hrubá 0,5 m s množstvom preplavených článkov jurských krinoidov a ostrakód. Je odrazom dozvukov strednokriedových tektonických procesov v bradlovom pásme. Treba poznamenať, že časť čorštynskej jednotky s transgresívnou flyšovou strednou kriedou autor pričlenil do sukcesie Fodorka (Salaj, 1990b; s. 98–99).

Vystupovanie čiernej spodnej kriedy a albu jednotky Fodorky v podloží naň nasunutých bradiel čorštynskej, kysuckej a pruskej sukcesie v oblasti Horného Srnia dokumentuje Began, Nižňanský, Podfaj in Began et al., 1988. Ide o regionálny fenomén a treba spomenúť, že čiernu spodnú až strednú kriedu spolu s vrchnou jurou v podloží čorštynských bradiel po prvý raz dokumentoval Salaj a Jendrejáková (1962).

V čorštynskej spodnej kriede je prevažne stratigrafický hiát. Na titónsko-beriaských, resp. červených krinoidových vápencoch valanžinu-hoterivu (Slavnické podhorie) ležia transgresívne pestré pelagické pustelniacke sliene spodnoalbsko-kampánskeho veku. Miestami zasahujú až do mástrichtu s *Globotruncana falsostuarti* (Sigal), v ktorých sú polohy orbitoidových vápencov (Sedmerovce; Kantorová a Began, 1958; Salaj a Began, 1963), reprezentujúce splytčenie a zrejme južné ohraničenie jarmutského bazénu. Jarmutské vrstvy sú často transgresívne (Birkenmajer, 1977) a na báze majú vrchnokampánske orbitoidné zlepencovité vápence (oblasť Mikušoviec). Ležia transgresívne na najďalej na S obdukčne nasunutej drietomskej jednotke (Salaj, Began et al., 1983) vystupujúcej v oblasti Kvašova. Tu v tektonickom okne čorštynskú sukcesiu reprezentujú škvrnité vápence liasu – álenu, hľuznaté vápence batu-kaloveja a kimeridžsko-titónske vápence obklopené pestrými pustelniackymi albsko-turónskymi slieňmi, ktoré často tvoria aj útržkovité šupiny v pestrých paleocénno-spodnoeocénnych íloch, prípadne i v pestrých púchovských slieňoch. V oblasti Lednice, kde sú čorštynské bradlá, jarmutské vrstvy sa vyvíjajú pozvoľne zo spodnokampánskych slieňov, kým v ich nadloží všade, aj v južnejšej zóne (napr. Kvašov-vodáreň), sú pestré paleocénno-spodnoeocénne ílovce s polohami pieskovca prechádzajúceho do jemnorytmického flyšu stredného eocénu.

Tento vrstvový sled v oblasti Lednice ako jeden z faciálnych vývojov patrí do bielokarpatskej jednotky, kým jeho južnejší (Kvašov) transgresívny vývoj opísal Salaj a Began (1983) v rámci drietomskej jednotky ako kvašovský vývoj.

V kysuckom sedimentačnom priestore sa turbiditné pieskovcové polohy v pestrých slieňoch začali objavovať najskôr už vo vrchnom albe s *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) v oblasti Červeného Kameňa (Began, 1962), kým inde, napr. v oblasti Hvozdnice, až v priebehu cenomanu. Hlavne sa však objavujú až v strednom turóne s *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) na typovom profile kysuckej sukcesie (Scheibner a Scheibnerová, 1958). Hlavná masa flyšu je vyvinutá až vo vrchnom turóne.

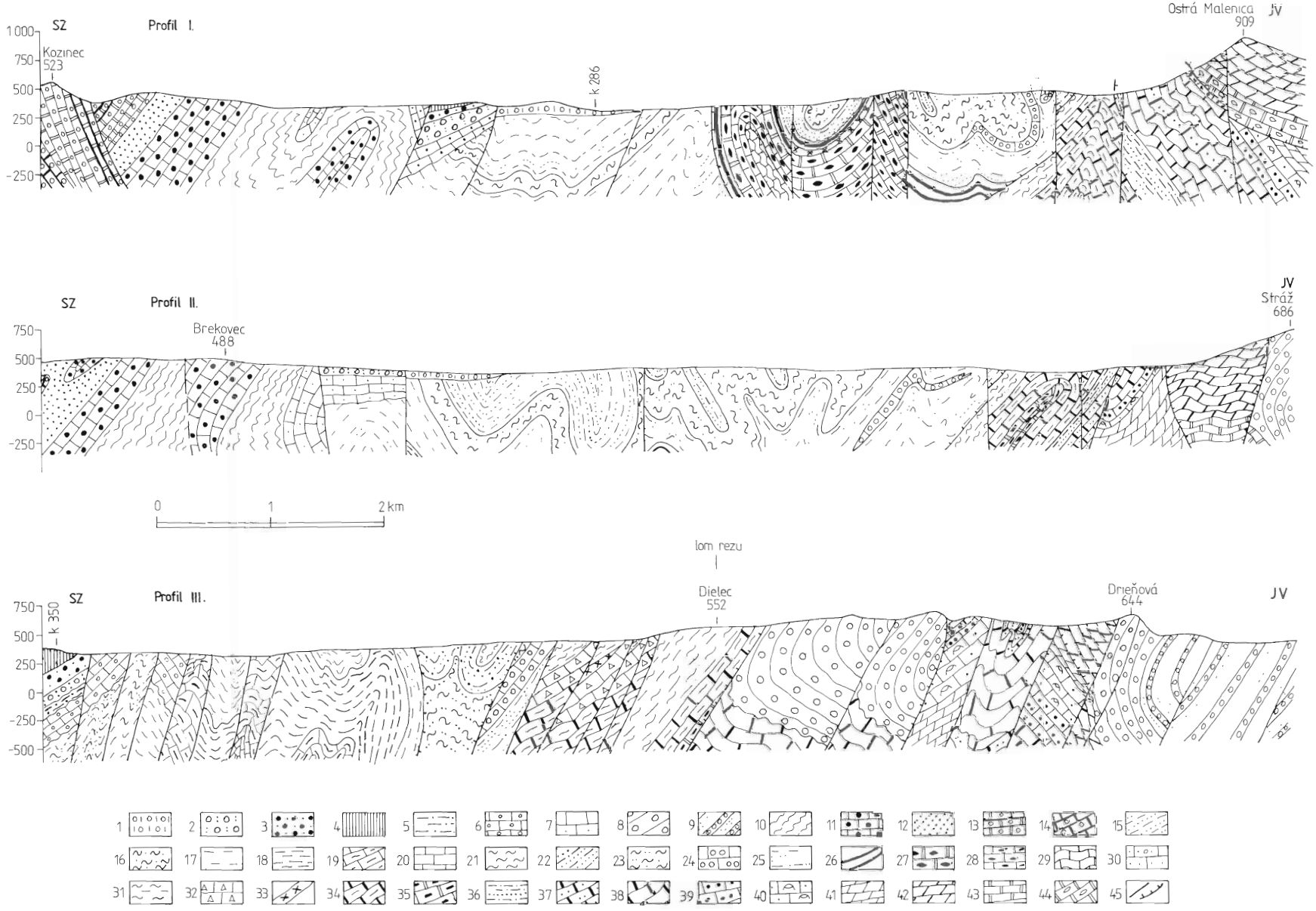
Koncom turónu počas synsedimentácie na strednom Považí nastalo sunutie pieninskej časti bradlového pásma (pruská a kysucká jednotka) na podsúvajúcu sa čorštynskú sedimentačnú zónu.

Koňacké sromovské súvrstvie s polohami bukovinských zlepencov (Birkenmajer, 1977; Salaj, 1990a) pozdĺž Kysuce v zárezе cesty pri Považskom Chlmci, ktoré Salaj a Samuel (1966) pričlenili ku kysuckej sukcesii, Salaj (1986b) preradil do flyšových súvrství drietomskej jednotky. Dôvodom bolo, že v tomto spornom súvrství je okrem koňaku prítomný aj flyšový vrchný cenoman s *Rotalipora cushmani* (Mornod) prechádzajúci do flyšového stredného až vrchného turónu, pričom vo flyšovom strednom turóne je prítomná asociácia planktonických foraminifer zóny *Helvetoglobotruncana helvetica.*

Pribradlové pásmo

V drietomskom bazéne, situovanom južnejšie, resp. JV od kysuckého, sedimentovala jednak drietomská sukcesia drietomského vývoja a jednak drietomská sukcesia vývoja Čutúča (Salaj, 1990a). Ani jedna z nich nemá vývoj čiernej jury, ktorý by dovoľoval sedimentačnú zónu drietomskej jednotky stotožňovať s váhikom Maheľa (1981b).

Na prvú sukcesiu, kde je aj urgónska fácia a čierne rohovcové vápence so stratigrafickými hiátmi (Salaj et al., 1987) sa viaže flyšové súvrstvie spodného albu – turónu sukcesie Vrzávky s polohami exotických zlepencov v albe a s polohami pestrých slieňov v cenomane a v turóne.


SZ
Profil I.
Kozinec
523
k 286
Ostrá Malenica
909
JV
1000
750
500
250
0
-250
SZ
Profil II.
Brekovec
488
JV
Stráž
686
750
500
250
0
-250
0
1
2 km
lom rezu
SZ
Profil III.
k 350
Dielec
552
Drieňová
644
JV
750
500
250
0
-250
-500

Obr. 2. Geologické rezy územím mezozoika a terciéru pribradlovej zóny (chočskej, strážovskej jednotky a centrálno-karpatského paleogénu v širšom okolí južne od Považskej Bystrice). Neogén: 1 – kontinentálny pont – pliocén (= volkovské súvrstvie); Egenburg (= čaušanské súvrstvie): 2 – sliene a íly, 3 – pieskovce, 4 – zlepence, 5 – sladkovodné pieskovce a íly. Paleogén: a) Makovecký vývoj pribradlovej zóny: 6 – vápnité pieskovce a zlepence, 7 – organogénne a organodetritické vápence s polohami slieňov a pieskovcov – prítomné aj v klapskej sukcesii. b) Centrálno-karpatský paleogén: 8 – borovské zlepence kuisu – lutétu, 9 – flyš lutétu s pruhmi zlepencov. Pribradlová zóna: Klapská jednotka: 10 – púchovské a ihrištské súvrstvie kampánu – mástrichtu, 11 – rašovské súvrstvie – zlepence s hipuritovými vápencami, 12 – flyš turónu – santónu (snežnické a sromovské súvrstvie), 13 – exotické, prevažne karbonátové zlepence, pieskovce a sliene najvrchnejšieho albu – cenomanu, 14 – upohlavské súvrstvie vrchného albu. Manínske pásmo: a) Podhájska skupina: 15 – snežnické a sromovské súvrstvie (flyš turónu-koňaku), 16 – praznovské súvrstvie vrchného cenomanu, 17 – belušsko-slatinské súvrstvie (flyš stredného cenomanu), 18 – sférosideritové sliene vrchného aptu – spodného albu a butkovské súvrstvie vrchného albu – spodného cenomanu, 19 – vápence titónu – spodného aptu s polohami slieňov, 20 – predpokladaná jura. b) Podmanínska skupina: 21 – púchovské súvrstvie spodného kampanu, 22 – snežnické a sromovské súvrstvie koňaku – santónu, 23 – praznovské súvrstvie, 24 – kvašovské súvrstvie spodného cenomanu, 25 – belušsko-slatinské súvrstvie stredného cenomanu, 26 – butkovské súvrstvie; c) Manínska skupina: 27 – organogénne vápence „urgónu" a rohovcové vápence spodného albu, 28 – lavicovité a rohovcové vápence titónu – spodného barému, 29 – hľuznaté vápence dogeru – malmu, 30 – krinoidové vápence liasu – spodného dogeru (v toarku – álene pieskovce a jemnozrnné zlepence); e) Kostolecká jednotka (skupina Hradnej): 31 – flyšové súvrstvie stredného albu – spodného cenomanu, 32 – tmavé organodetritické, miestami brekciovité a rohovcové vápence spodného albu, 33 – spodnoalbské bázické vulkanity – hyaloklastity, 34 – sliene, vápence barému – spodného albu, 35 – titonsko-baremské vápence s polohami slieňov. Chočská jednotka (rohatecko-skalská sukcesia): 36 – flyšové súvrstvie stredného – vrchného albu, 37 – vápence a sliene aptu – spodného albu, 38 – titonsko-neokomské vápence, 39 – krinoidové vápence liasu – spodného dogeru, hľuznaté a radiolaritové vápence dogeru – malmu, 40 – norovické súvrstvie rétu, 41 – hauptdolomit. Strážovská jednotka: 42 – hauptdolomit karnu – noriku, 43 – wetternsteinské súvrstvie vrchného ladinu – spodného karnu, 44 – anis – ladin: gutensteinské vápence a dolomity, schreyeralmské vápence na báze s krinoidovými vápencami a raminské sivé vápence ladinu, 45 – zlomy, násuny.

Fig. 2. Geological prophiles through the Mesozoic and Cenozoic area of the periklippen zone (Choč unit, Strážov unit and Central Carpathian Paleogene south of Považská Bystrica).
Neogene: 1 – continental Miocene – Pliocene (= the Volkov Member); Eggenburgian: 2 – marls and clays, 3 – sandstones, 4 – conglomerates (= the Čauša Member), 5 – continental limestones and clays. Paleogene: a) Makovec development of periklippen zone: 6 – calcareous sandstones and conglomerates, 7 – biogenic and bioclastic limestones with intercalations of marlstones and sandstones – present in the Klape succession, b) Central Carpathian Paleogene: 8 – Cuissian – Lutetian Borov conglomerates, 9 – Lutetian flysch with belts of conglomerates.
Periklippen zone: the Klape unit: 10 – Campanian – Mastrichtian Púchov and Ihrište Member, 11 – Rašov Member – conglomerates with hippurites limestones, 12 – Turonian flysch and Santonian flysch (Snežnica and Sromov Member), 13 – exotic, mainly carbonate conglomerates, sandstones and marlstones of the uppermost Albian – Cenomanian:
Manín zone: a) Podháj Group: 15 – Snežnica and Sromov Member (Turonian – Coniacian flysch), 16 – Praznov Member – Upper Cenomanian, 17 – Beluša – Slatina Member (Middle Cenomanian flysch), 18 – spheroside rite marlstones – Upper Aptian – Lower Albian and Butkov Member – Upper Albian – Lower Cenomanian, 19 – Tithonian – Lower aptian limestones with intercalations of marlstones, 20 – presumed Jurassic; b) Podmanín Group: 21 – Púchov Member – Lower Campanian, 22 – Snežnica and Sromov Member – Coniacian – Santonian, 23 – Praznov Member, 24 – Kvašov Member – Lower Cenomanian, 25 – Beluša – Slatina Member – Middle Cenomanian, 26 – Butkov Member: „Urgonian" biogenic limestones and Lower albian chert limestones, 28 – Tithonian – Lower Barremian heavy-bedded and chert limestones, 29 – nodular limestones – Dogger – Malm, 30 – encrinite limestones – Lias – Lower Dogger (sandstones and fine-grained conglomerates in Toarcian – Aalenian); Kostolec unit (Hradná Group): 31 – Middle Albian – Lower Cenomanian flysch, 32 – dark bioclastic from place to place brecciated and cherty limestones – Lower Albian, 33 – Lower Albian basic volcanic rocks – hyaloclastites, 34 – Barremian – Lower Albian marlstones and limestones, 35 – Tithonian Barremian limestones with intercalations of marlstones. Choč unit (Rohatec – Skala succession): 36 – Middle – Upper Albian flysch, 37 – Aptian – Lower Albian limestones and marlstones, 38 – Tithonian – Neocomian limestones, 39 – encrinite limestones – Lias – Lower Dogger, nodular limestones and limestones with radiolarian cherts – Dogger – Malm, 40 – Norovica Member – Rhaetian, 41 – Hauptdolomite – Strážov unit, 42 – Carnian – Norian Hauptdolomite, 43 – Upper Ladinian – Lower Carnian Wetterstein Member, 44 – Anisian – Ladinian: Gutenstein limestones and dolomites, Schreyeralm limestones with encrinite limestones at the bottom, Ladinian grey Ramin limestones, 45 – faults, overthrusts.

Spodný flyšový alb sukcesie Vrzávky (obr. 1) je dokumentovaný prítomnosťou druhu *Leymeriella tardefurcata* Leym. a asociáciou aglutinovaných foraminifer zóny *Haplophragmoides nonioninoides* (Gross, 1959, 1963; Began a Salaj, 1961). Paleoprúdy merané vo flyšovom albe, ako to dokumentuje Gross (1963), boli od S na J, resp. od SSV na JJZ a od V na Z. Tento závažný poznatok svedčí o tom, že v tejto oblasti je čiastková, v dôsledku riftingu vynorená zóna medzi kysuckým a drietomským sedimentačným priestorom, dodávajúca detritický materiál do flyšového albsko-turónskeho súvrstvia. Ďalej možno usudzovať, že mezozoikum fatrického typu, t. j. séria, resp. pásmo Dúbravky Grossa (1959, 1963) a Andrusova (1968), bošácka jednotka Maheľa (1978a, b) s bázickými vulkanitmi v najspodnejšom albe (Kullmanová a Vozár, 1983), resp. spodná – stredná kriedа bošianskej skupiny krížňanského príkrovu (Borza et al., 1986) pričlenené k drietomskej jednotke (Salaj, 1986a; Began a Salaj in Salaj et al., 1987), má skutočne svoj pôvod v najsevernejšej časti pôvodnej pribradlovej zóny. Aj v tomto prípade by bolo evidentné, že tzv. čierna jura Maheľovho (1981b) váhika vzhľadom na iný vývoj jury drietomskej jednotky (pásmo Dúbravky) tu nemala sedimentovať. Vývoj týchto jednotlivých vrstvových sledov začlenených do drietomskej jednotky detailne opí-

sal Began a Salaj (in Salaj et al., 1987). Faciálny vývoj tohto mezozoika oblasti v širšom okolí Vrzávky je vyznačený na obr. 1.

Senón, pokiaľ je v tejto oblasti prítomný, patrí do gosauského vývoja Myjavskej pahorkatiny s viacerými faciálnymi vývojmi (Salaj, 1960; Samuel et al., 1980; Salaj a Began, 1983; Salaj, Began in Salaj, 1987).

Na strednom Považí je drietomská sukcesia vývoja Chotúč bez urgónskej fácie. V nadloží spodnoalbských slieňov vystupuje flyšová sukcesia Stupného (alb – cenoman, príp. až turón) s prevahou exotických zlepencov v cenomane, ktoré majú plytkovodnejší charakter. Okrem vápnitých hrubozrnných karbonátových pieskovcov sa dokazujú slienité polohy s vysokým obsahom CaO a bohaté asociácie planktonických foraminifer zóny *Thalmanninella appenninica, Rotalipora montsalvensis* a *Rotalipora cushmani*. Vyššie členy v tejto sukcesii nevystupujú a nie je vylúčené, že chýbajú primárne.

V sukcesii Hoštinej (Salaj, 1987, 1990a) sedimentovanej v SZ časti drietomského bazénu v nadväznosti na kysucký sedimentačný bazén (Salaj, Began in Salaj, 1987) v nadloží slienitého aptu – spodného albu (areál JRD v Hoštinej, mocnosť asi 60 m) je vyvinuté flyšové albsko-turónske súvrstvie (tab. 2, obr. 3). Je charakteristické polohami jemnozrnných exotických zlepencov vo vrchnom albe, polohami pestrých slieňov v cenomane – turóne s planktonickou mikrofaunou, ako aj s polohami hrubolavicovitých pieskovcov orlovského typu v cenomane – turóne a rozptýlenými obliačikmi exotického typu. Vyšší člen v sukcesii Hoštiná reprezentujú koňacko-santónske sromovské vrstvy s polohami bukovinského zlepenca, vzácne aj s blokmi hipuritového a rudistového vápenca. Spodný kampán reprezentujú púchovské sliene, dobre vyvinuté na klasických lokalitách Brezie, Hrabovka a Ihrište, ktoré opísal Štúr (1860). Vrchný kampán – mástricht charakterizuje ihrištské súvrstvie (Štúr, 1860; Salaj, 1990a). Inocerámové sliene s planktonickými a vápnitými bentóznymi foraminiferami s polohami turbidického pieskovca prevládajú v spodnej časti ihrištského súvrstvia (= podbradlianske vrstvy Samuela et al., 1980), kým vo vrchnej časti (= bradlianske vrstvy) sú okrem slieňov a turbidického pieskovca hojne zastúpené polohy a pasáže orbitoidového piesčitého a zlepencovitého vápenca, ktorý miestami aj prevláda (napr. oblasť kóty Diel).

V JV situovanom klapskom a manínskom sedimentačnom priestore sa v dôsledku spodnoalbského riftingu a bázického vulkanizmu viažúceho sa na hlboké zlomové poruchy vynára viac zón. V priebehu stredného albu – turónu erodovali a dodávali materiál do jednotlivých novovytvorených čiastkových synorogenetických flyšových bazénov.

V klapskom kriedovom bazéne sedimentovala sukcesia Šebešťanovej prevažne s detritickými sedimentmi, rozdelenými púchovskými slieňmi na dva celky. Sem treba situovať aj hlavnú ultrapieninskú klapskú kordiléru, ktorá v strednom albe a v strednom až vrchnom cenomane dodávala detritický materiál aj do podhájskej sukcesie, sedimentovanej v okrajovej časti manínskeho sedimentačného priestoru. Zóna manínskej kordiléry, tvorená plytkovodnými barémsko-aptskými vápencami a spodnoalbskými rohovcovými tmavými vápencami, dodávala z nich olistolity do spodnoalbských slieňov podhájskej sukcesie a zúčastňovala sa na tvorbe niekoľkých horizontov brekcií a zlepencov v priebehu vrchného aptu – stredného albu.

Klapská kordiléra ovplyvňovala aj tvorbu flyšových distálnych sedimentov podmanínskej sukcesie, t. j. snežnických a sromovských vrstiev. Detritický materiál dodávala aj do ihrištských vrstiev.

Kostolecká kordiléra ovplyvnila sedimentáciu v spodnom-strednom cenomane v manínskom sedimentačnom priestore a uplatnila sa aj na tvorbe dvoch horizontov hradnianskych exotických zlepencov, ktoré sú panvového typu a patria do sukcesie Hradnej kostoleckej jednotky (obr. 2).

Spoločným znakom spomenutých flyšových sekvencií bradlovej a pribradlovej zóny, ako to zdôrazňuje Maheľ (1984, 1985), je hojnosť karbonátového detritu a menšia mocnosť v porovnaní s flyšovými paleogénnymi sedimentmi magurského pásma. Výrazným znakom flyšových sekvencií pribradlovej zóny je prevaha rýchlosti sedimentacie (od vrchného albu) nad poklesom čiastkových panví (Salaj, 1990a), v ktorých sa tieto detritické materiály usadili. Potvrdzuje to aj ich prevažne neritický charakter a charakter plytkovodnej fauny, hlavne v sukcesii Šebešťanovej. Hlbokovodnejší charakter majú iba nimnické strednoalbské (= sférosideritové vrstvy Andrusova, 1938) sedimenty, snežnické a sromovské vrstvy podmanínskej a hoštinskej sukcesie. Upohlavské vrstvy, hlavne vo vrchnej časti zodpovedajúce cenomanu, sú karbonátového typu a majú plytkovodnejší charakter. Obsahujú orbitolíny, koraly, riasy a mechovky. Vekovo sú teda ekvivalentné časti orlovských pieskovcov (Salaj, 1990b).

Prierez geologickou stavbou jednotlivých jednotiek pribradlovej zóny (klapská, podhájska, manínska, kostolecká, rohatecko-skalská a strážovská jednotka) stredného Považia v širšom okolí Beluše a Trstia (J od Považskej Bystrice) je znázornený na priložených profiloch (obr. 2).

Paleogeograficko-tektonický vývoj

Analýza upohlavských zlepencov, ktorú sme doplnili (lok. Stupné, Dolná Mariková: Began et al.,

1965; Began, Salaj in Salaj, 1982), ako aj prítomnosť veľkých olistolitov scheyeralmských, wetternsteinských vápencov, hauptdolomitov, škvrnitých vápencov a slieňov liasu, krinoidových vápencov, ako aj malmsko-neokómskych vápencov, ktoré sú prítomné v strednom a vrchnom albe klapskej jednotky, dovoľujú nám zastávať názor, že mezozoický substrát do spodnej kriedy v pribradlovej zóne (= klapská mezozoická vápencová platforma; Salaj, 1982), ako aj v marikovskom tektonickom okne mal charakter takého centrálnokarpatského mezozoika, aké je známe v Brezovských a Čachtických Karpatoch (Began a Salaj, 1978; Salaj a Began in Salaj, 1982; Salaj a Hanáček in Salaj et al., 1987), v mezozoických sukcesiách chočskej (= rohatecko-skalskej sukcesie) a strážovskej jednotky.

V priebehu stredného – vrchného albu v súvislosti so subdukciou na JV a podsúvajúceho bradlového pásma pod pribradlovú zónu nastali najvýraznejšie paleogeograficko-tektonické zmeny. Išlo o postupné skracovanie sedimentačných priestorov bradlovej a pribradlovej zóny a na SZ obdukčné sunutie pribradlovej zóny do bradlovej, ktoré pokračovalo nielen počas cenomanu – turónu, ale zrejme aj počas senónu. Preto v kysuckej sukcesii a v prechodných sukcesiách bradlového pásma nie sú vyššie členy ako turón, resp. najspodnejší koňak. Uplatnil sa jednak nástup transgresívnych hrubodetritických vrstiev koňaku gosauskej fácie (= valchovské zlepence, Samuel et al., 1980) v oblasti Myjavskej pahorkatiny a Brezovských Karpát a jednak v klapskej jednotke koncom turónu nastalo splytčenie, vynorenie jej istých častí a vznikla archipelová zóna. V jej centrálnej plytkovodnej časti sa resedimentáciou usádzali zo strednokriedových hlavne plytkovodnejších upohlavských zlepencov rašovské zlepence koňacko-spodnosantónskeho veku spolu s rífovou zónou rudistovo-hipuritových a koralovo-riasových vápencov (Salaj, 1990b).

Známe sú aj transgresívne sliene koňaku na veľkom olistolite kamských wetternsteinských vápencov (v nimnických strednoalbských vrstvách) v Hrabovke pri Púchove (prvý raz ich opísala Scheibnerová, 1962, ako spodnoturónske, neskôr ich Began et al., 1964, preradili do koňaku). V tejto zóne sa časť albsko-cenomanských vrstiev v turóne vynorila, vrátane čiastočne vypreparovaného olistolitu. Tu sa v nadloží koňackých slieňov vyvinul celý vrstvový sled senónu. Otfiaľ Štúr (1860) opísal a charakterizoval púchovské sliene. Mikrofauna zóny *Globotruncana arca* dokumentuje ich spodnokampánsky vek. Neskôr celý vrstvový sled senónu biostratigraficky spracoval Salaj a Began in Salaj, Began, Rakús et al. (1963).

1. Rašovské zlepence (Salaj, 1990a) tvoria bázu rašovského vývoja senónu, ktorý definoval a opísal Andrusov (1938, 1945, 1959) a Began a Salaj (1978). Sem patrí flyš stredného – vrchného santónu, pestré púchovské a ihrištské vrstvy s prevažne planktonickou a vápnitou bentóznou mikrofaunou. V nadloží rašovského vývoja vystupuje vrchný paleocén – spodný eocén (Salaj, 1960, 1962, 1990b), ktorý Andrusov (1965) definoval ako makovecký vývoj.

Krátkodobé výrazné splytčenie, ktoré nastalo v rífotvornej zóne vo vrchnom santóne, podmienilo zánik rífovej hipuritovo-koralovej fácie a jej premiestňovanie a preplavovanie na malú vzdialenosť. Hipuriti a rudisti žili aj v zlepencovej fácii v bezprostrednej blízkosti rífov. Potvrdzuje to ich malá poškodenosť a zachovanie veľkých exemplárov rudistov v súvrství zlepencov, v ktorých a hlavne v zlepencovom karbonátovom tmeli sú prítomné koraly, stromatolity, veľké gastropódy, riasy a bentózne foraminifery (Andrusov, 1945; Salaj, 1990b). V týchto prirífových zlepencoch je zreteľný náznak tvorby organogénneho jemnodetritického vápenca. Ide o sedimentačnú zónu, v ktorej tvorba organogénnych vápencov a rast organizmov boli rýchlejšie ako prínos detritického materiálu.

2. Ďalšou koňacko-spodnosantónskou fáciou sú plytkovodné, pravdepodobne transgresívne zlepencovité a piesčité vápence, polohy karbonátových zlepencov bez hipuritových a rudistových vápencov a hipuritov. Tento typ rašovských zlepencov vystupuje v prelu Udiča – Jasenica. Výrazná tektonická línia zastiera ich prípadný transgresívny charakter. Zlepence sú na styku s albsko-cenomanským flyšovým súvrstvím. Turón sa tu nepreukázal a pravdepodobne chýba primárne. Prvý na to upozornil Began (1962).

3. Medzi neritické koňacko-spodnosantónske vrstvy sukcesie Šebeštianová patrí aj chrastianske súvrstvie (Salaj, 1990a). Ide prevažne o hrubodetritický postflyš (Marschalko a Samuel, 1980) neritickej plytkovodnej fácie tvorenej vápnitými pieskovcami a piesčitými slieňmi, vekovo doloženými chudobnou planktonickou mikrofaunou (Salaj a Samuel, 1966). Je to súvrstvie, ktoré vzniklo hlavne resedimentáciou orlovských pieskovcov, kým na tvorbe prvých dvoch typov rašovských zlepencov sa zúčastňovali hlavne resedimentované upohlavské vrchnoalbské – cenomanské vrstvy (ich plytkovodnejšie vývoje).

4. Vrstvový sled koňaku – santónu vo fácii hlbokovodnejších stomovských vrstiev s polohami bukovinských zlepencov, prípadne olistolitmi rífových vápencov, je prítomný v sukcesii Šebeštianovej v prelu medzi „Okrutom" – Udičou – Jasenicou. Prítomný je aj v sukcesii Hoštinej.

V podmanínskej sukcesii manínskej jednotky sú stomovské vrstvy vyvinuté v hlbokovodnejšom vývoji (usadené nad foraminiferovou lyzoklinou,

prítomné sú planktonické foraminifery), ale bez polôh bukovinských zlepencov.

Pestré púchovské sliene spodného kampánu a ihrištské súvrstvie vrchného kampánu – mástrichtu majú viac-menej jednotný faciálny vývoj s bohatou, prevažne planktonickou mikrofaunou sprevádzanou vápnitým bentosom.

Ihrištské súvrstvie v sukcesii Šebešťanovej (oblasť Udiča – Jasenica) na viacerých miestach prechádza do jemnorytmického flyšu (cca 50–100 m) s prevahou slieňov a s polohami karbonátových pieskovcov a jemnozrnných zlepencov (= šafranické vrstvy; Salaj, 1990b; profil obr. 3, s. 159, tab. 3, obr. 3), v ktorých najvyšších polohách sa vyskytuje mikrofauna zóny Morozovella pusilla. Tento profil vystupuje v pruhu Šafranica–Jasenica a je doložený bohatou mikrofaunou (tab. 5). V dáne sú hojné aglutinované foraminifery s hojnou *Hormosina ovulum* Grzybowski, ale aj s polohami planktonických zón *Postrugoglobigerina praedaubjergensis – Postrugoglobigerina hariana,* vyššie *Subbotina pseudobulloides* (Plummer) a *Planorotalia compressa* (Plummer). Preukázané sú aj v šafranických vrstvách SZ od Udiče.

Na šafranických vrstvách transgresívne ležia vrchnopaleocénne – spodnoeocénne karbonátové zlepence s blokmi rífových vápencov makoveckého vývoja (Salaj, 1990b; s. 130, obr. 4) s *Orthophragmina seunesi* (Douvillé) a s bohatou asociáciou dasykladálnych rias a litotamnií.

Laramská fáza sa čiastočne prejavila vo vrchnom mástrichte (obliaky exotických zlepencov v slieňoch; tab. 3, obr. 2) a na rozhraní mástricht – dán, hlavne však až vo vrchnom paleocéne (po usadení vrstiev s *Morozovella pusilla)* a pred transgresiou kravarikovského súvrstvia.

V oblasti Žiliny (lok. Hradisko) v paleocéne – strednom eocéne prebiehala plynulá sedimentácia vo fácii prevažne pestrých slieňov (Salaj et al., 1978). Laramská fáza sa tu prejavila nevýrazne a lokálne v spodnom dáne. Nastala sedimentácia na zvýšenom podklade (raised bottom) sprevádzanej bioturbáciou a lokálnym hiátom (Began a Salaj, 1976; Hansen et al., 1990) v spodnom dáne.

V tejto oblasti sa neskorolaramská fáza prejavila aj na báze zóny *Morozovella pusilla pusilla* preplavením mikrofauny mástrichtu až stredného paleocénu z blízkych vynorených zón, ako aj submarinnou eróziou. Nad slieňmi vrchného kampánu s *Radotruncana calcarata* (Cushman) konkordantne ležia sliene s *Morozovella pusilla pusilla,* ktoré sú na báze glaukonitické (Salaj et al., 1978) a so spomenutou preplavenou mikrofaunou.

Záver

Z paleogeograficko-tektonického hľadiska mal pre vývoj pribradlovej zóny okrem riftingu v titóne – beriase (prítomnosť tektonických brekcií) a v spodnom albe (+ bázický vulkanizmus) veľký význam jej vrchnoalbsko-turónsky obdukčný násun do bradlového pásma. Z ťažkých minerálov to okrem chromitu potvrdzuje aj glaukofán a chloritoid, minerály vznikajúce v dôsledku tlaku pri nízkej teplote. Preukázali sa v upohlavských zlepencoch, orbitolínových a orlovských vrstvách (Woletz, 1967; Woletz in Salaj, 1990b).

Veľkú tektonickú aktivitu v tom čase – najmä v albe a v cenomane – okrem exotických zlepencov potvrdzujú hlavne obrovské olistolity z podložného mezozoika klapskej karbonátovej platformy a Magury. Ich padanie, podobne ako aj transport exotických zlepencov nebol z ďalekej oblasti Východných Álp, resp. z oblasti Transylvánie, ale z blízkych miestnych zdrojov. V poslednom čase sa týmto problémom zaoberal Mišík a Marschalko (1988) a Salaj (1990b). Transport zďaleka znemožňovalo najmä to, že sa sedimentačné bazény v celých Západných Karpatoch v spodnom albe rozlámali nielen do hrastových a grabenových pozdĺžnych, ale aj priečnych systémov. To treba brať do úvahy aj pri tektonických interpretáciách, hlavne pri násunoch. Ďaleko siahajúci presun v oblasti Centrálnych Karpát preto nebol možný, lebo sa v dôsledku rozlámania do rovnakej úrovne dostali napr. tvrdé triasové komplexy s mäkkými, hlavne spodnokriedovými až strednokriedovými súvrstviami. Okrem toho veľké olistolity z odlamovanej hrany od JV na SZ v jednom a tom istom úseku pri Púchove (trias – spodnokriedové olistolity) do strednoalbských nimnických vrstiev a do vrchnoalbských – spodnocenomanských upohlavských vrstiev padali prakticky počas 10–12 My (Salaj, 1990a, b). Urgónske olistolity v albe-spodnom cenomane upohlavských zlepencov v Krivoklátskej doline dokumentuje Mišík (1990). Autor zastáva názor, že sú litologicky a mikrofaciálne totožné s vápencami urgónskej fácie vystupujúcej v okolí Skalky a Dobrej (kameňolom pri Trenčíne).

Výrazné skracovanie sedimentačných priestorov v strednej kriede v bradlovom pásme je späté s obojstranne postupujúcou subdukciou a obdukciou nesených bazénov. Ak by bol ročný pohyb 1 mm, tak v albe (10,5 My) by toto skrátenie predstavovalo 21 km (10,5 + 10,5 km) a v cenomane – turóne (9,5 My) ďalších 19 km. V tejto úvahe nepočítame s pohltenými oderodovanými kordilérovými zónami.

Tektonická aktivita a skracovanie sedimentačných priestorov pokračovali aj v senóne, hlavne vo vrchnom kampáne – mástrichte (12,5 My) o ďalších 25 km. Príkrovový charakter drietomskej aj klapskej pribradlovej zóny presunutej do bradlového pásma sa skončil počas neskorolaramskej fázy vo vrchnom landéne (= tanete) a zvýraz-

nilo ho sávske vrásnenie, a to vznikom, resp. odkrytím tektonických okien (Upohlav – Stupné – Hvozdnica a v Dolnej Marikovej), ako aj spätných, resp. dvojsmerných násunov jednotlivých štruktúr.

Spodnomiocénne štajerské vrásnenie sa prejavilo v zóne peripieninského lineamentu (v odtrhovej zóne klapského mezozoika od susedného manínskeho mezozoika) vznikom priekopových prepadlín smeru JZ–SV, vyplnených zachovanými egenburskými sedimentmi (tab. 3, obr. 4.).

Prakticky v tejto línii peripieninského lineamentu možno súhlasne s Mišíkom a Marschalkom (1988) situovať diskontinuitu prvého radu medzi podhájskou a klapskou jednotkou, z ktorých je klapská na podhájsku juhovergentne sávsky nasunutá (Salaj, 1987).

Literatúra

Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Tektonika. *Rozpravy St. geol. Úst. Čs. Republ., 9.*

Andrusov, D. 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch; časť IV. a V. *Práce Štát. geol. Úst., 13, 1–176.*

Andrusov, D. 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Považská Bystrica 4361/3. *GÚDŠ Bratislava.*

Andrusov, D. 1957: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Bytča 4361/1. *GÚDŠ Bratislava.*

Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. *Vyd. SAV, 1–376.*

Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát. III. diel. *Vyd. SAV, 1–392.*

Andrusov, D. 1966: Sur la classification et la nomenclature des unités tectoniques des Karpates septentrionales. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 16, 2, 171–190.*

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Vyd. SAV, 1–188.*

Andrusov, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (zone de klippes Pienines, Carpathes, Slovaquie). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 2, 227–234.*

Andrusov, D. 1974: Coupes géologiques à travers du zone de klippes Piénines de la valée du Váh (Carpathes slovaques). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 2, 277–230.*

Andrusov, D. a Kuthan, M. 1944: Geologická mapa Slovenska, list Žilina. *Vyd. Štát. geol. Úst., Bratislava.*

Andrusov, D. a Scheibner, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 11, 2. Bratislava, 239–279.*

Began, A. 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Zoš., 62, 239–244.*

Began, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 11, 55–103.*

Began, A., Borza, K., Salaj, J. and Samuel, O. 1965: On the age of Upohlava conglomerates. *Geol. Práce, Zpr., 36, 123–138.*

Began, A. a Salaj, J. 1961: Mikrofauna zóny s Leymeriella tardefurcata Leym. bradlového pásma S od Nového Mesta n. Váhom. *Geol. Práce, Zpr., 22, 97–98.*

Began, A. a Salaj, J. 1966a: Geologický a stratigrafický výskum bradlového pásma v okolí Stupného. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A. a Salaj, J. 1966b: Výskum mezozoika bradlového pásma na liste Valašské Klobouky (Mariková, Stupné). *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A. and Salaj, J. 1976: Review on the publication of Samuel et al. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and Adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Palaeo, 3, 33. Amsterdam, 2 p.*

Began, A. a Salaj, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ, Konf., Symp., Sem., 161–168.*

Began, A., Salaj, J., Rakús, M. et al. 1963: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp v M = 1 : 50 000, list Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A., Salaj, J. and Samuel, O. 1964: Einige Bemerkungen zur arbeit von V. Scheibnerová: Some new information of the Cretaceous of the Klippen belt of the West Carpathians. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, 319–324.*

Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphie units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol., 45, 1–156.*

Borza, K., Köhler, E., Began, A. and Samuel, O. 1980: Belá Group west of Bošáca. *Geol. Práce, Spr., 74, 57–63.*

Gross, P. 1959: Príspevok k biostratigrafii a litológii vnútorného bradlového pásma na strednom Považí. *Manuskript – archív PF UK Bratislava.*

Gross, P. 1963: Stratigrafia a litológia albu v bradlovom pásme medzi Bošácou a Moravským Lieskovým. *Geol. Práce, Zpr., 30, 121–126.*

Gašpariková, V. and Salaj, J. 1984: Albian and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín Belt on the basis of foraminifers and nannofossils in the Belušské Slatiny – Slopná area. *Schr. – Reihe Erdwiss. Komm., 7, Wien, 43–65.*

Hansen, H. J., Rasmussen, K. L. and Gwozdz, R. 1990: Paleomagnetic stratigraphy and iridium abundance of the Cretaceous – Tertiary boundary of Žilina, Slovacia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 1, 23–28.*

Haško, J. a Polák, M. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 1–145.*

Kantorová, V. a Andrusov, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 9, 2, 107–117.*

Kantorová, V. a Began, A. 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. *Geol. Práce, Zpr., 14, 107–117.*

Kullmanová, A. 1978: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov. *Geol. Práce, Spr., 71, 157–160.*

Kullmanová, A. a Vozár, J. 1980: Hyaloklastitové lávy v slieňovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. *Mineralia slov., 12, 53–62.*

Kysela, J., Marschalko, R. a Samuel, O. 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr., 78, 143–167.*

Kysela, J., Rakús, M. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape list Súľov. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. 1978a: Manín tectonic unit: Relation of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 2, 197–214.*

Maheľ, M. 1978b: Manínska jednotka – čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia slov., 10, 4, 289–309.*

Maheľ, M. 1979: Styk vnútorných Karpát a bradlového pásma – pribradlová zóna. *In: Zborník prednášok z konferencie v Smoleniciach 1979: Vážnejšie problémy geologického vývoja stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riadenia, 3. Bratislava, 109–122.*

Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia slov., 12, 3, 193–207.*

Maheľ, M. 1981a: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia slov., 13, 289–306.*

Maheľ, M. 1981b: Island character of Klippen Belt-vahicum, continuation of southern Pennimicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 293–305.*

Maheľ, M., Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj, J. 1981: Geologická mapa Strážovských vrchov. *GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Mineralia slov., 16, 6, 505–536.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky, 1. *Bratislava, Veda, 1–503.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geológie ČSSR. II. *Západ. Karpaty, 1. Praha, Vyd. ČSAV, 1–407.*

Maheľ, M. and Malkovský, M. 1984: Explanation to tectonic map of Czechoslovakia. *GÚDŠ Bratislava, 9–50.*

Marschalko, R. 1973: The Carpathian Klippen Belt. *In: Guide to excursion I, Xth Congr. Carpath. Balcan Assoc. Bratislava, 21–27.*

Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepencov bradlového pásma, priľahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o Zemi, Sér. geol., 9, 1–147.*

Marschalko, R. 1976: Typy pienidných flyšových bazénov pozdĺž hrany karpatského bloku v kriede i paleogéne a ich geotektonický význam. *In: M. Maheľ (Ed.): Československá geológia a globálna tektonika. Smolenice, 37–42.*

Marschalko, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ, Konf., Symp., Sem., 49–80.*

Marschalko, R. 1982: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma v karpatskej megaštruktúre. [Dokt. dizert. práca.] *Manuskript – GÚ SAV Bratislava.*

Marschalko, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda, 1–137.*

Marschalko, R. a Kysela, J. 1979: Geológia a tektonika pieninskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 41–57.*

Marschalko, R. a Kysela, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 7–79.*

Marschalko, R., Mišík, M. a Samuel, 0. 1980: Postavenie bradlového pásma vo vývoji Západných Karpát. [Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. SGS.] *GÚDŠ, Konf., Symp., Sem., 97–137.*

Marschalko, R. a Samuel, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). *Geol. Práce, Spr., 63, 105–114.*

Marschalko, R. a Samuel, O. 1980: Orlovské pieskovce – významná litostratigrafická jednotka klapskej jednotky (bradlové pásmo stredného Považia). *Geol. Práce, Spr., 74, 85–94.*

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

Mišík, M. and Marschalko, R. 1988: Exotic conglomerates in Flysch Sequence: Examples from the West Carpathians IGCP Project 198 – Sedimentology. *South. Caroline Univ. Mém. Soc. géol. France, Nouvelle Sér., 154, 95–114.*

Mišík, M. a Sýkora, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových vápencov bradlového pásma manínskej jednotky. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7–111.*

Odin, G. S. and Kennedy, W. 1982: Géochimie et géochronologie isotopiques. Mise à jour de l'échele des temps mésozoique. *C. R. hebd. Séanc. Acad. Sci., 294, 2. Paris, 383–386.*

Rakús, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr., 69, 21–38.*

Salaj, J. 1960: Stručná správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 22, 83–97.*

Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). *Manuskript – archív PF UK Praha.*

Salaj, J. 1982: Mesozoic Paleogeographic development in the North-western part of the West Carpathians of Slovakia. *Elsevier, 39, 203–229.*

Salaj, J. 1986a: Problematika litostratigrafických jednotiek klapského sedimentačného priestoru. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1986b: Proposition of Turonian boundaries of the Tethyan realm on the basis of Foraminifera. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, 483–499.*

Salaj, J. 1987: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. *Miscellanea micropaleont., II/1, Hodonín, 123–152.*

Salaj, J. 1988a:Geologická štúdia širšieho okolia Považskej Bystrice. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1988b: Geologické mapy širšieho okolia Považskej Bystrice 1 : 25 000 a legenda. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1989: Planktic biostratigraphy of the Cretaceous pelagic facies of Tunisia. IGCP, Project No 162. *Working groups 2 – Pelagic Facies, 1st Meeting, Abstracts. Brno, 142–152.*

Salaj, J. 1990a: Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií. *Mineralia slov., 21, 2, 155–174.*

Salaj, J. 1990b: Nové poznatky o geológii a paleogeografickotektonickom vývoji bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jeho problematika. *Knih. Zem. Plyn Nafta, 9a, 93–168.*

Salaj, J. et al. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 9–181.*

Salaj, J. a Began, A. 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Zpr., 30, 113–120.*

Salaj, J. a Began, A. 1977: Litofaciálne vývoje, vzťah fácií a paleogeografická interpretácia kriedy Považia – I. púchovský úsek. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. and Began, A. 1983: Senonian to Paleogene palaeogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). *Zitteliana (München), 10, 173–181.*

Salaj, J., Began, A. et al. 1983: Vysvetlivky k listu Pruské. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. a Kysela, J. 1975: Vysvetľujúci text k bradlovému pásmu na listoch Nesluša, Žilina, Bytča. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. a Kysela, J. et al. 1979: Vysvetlivky k listu M-34-98-A-c (Bytča). *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J., Kysela, J., Gašpariková, V. a Began, A. 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. Práce, Spr., 70, 57–81.*

Salaj, J. and Samuel, O. 1963: Contribution to the Stratigraphy of Cretaceous of the Klippen belt and Central West Carpathians. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 109–125.*

Salaj, J. and Samuel, O. 1966: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. *GÚDŠ Bratislava, 1–291.*

Salaj, J. and Samuel, O. 1984: Microbiostratigraphic division of West Carpathians Mesozoic and Paleogene. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 9, 13–73.*

Samuel, O., Köhler, E. and Borza, K. 1972: Microfauna and Lithostratigraphie of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *GÚDŠ Bratislava, 1–246.*

Samuel, O., Köhler, E. a Borza, K. 1983: Lok. II. – Hričovské Podhradie. *In: 18th Europ. Coll. Micropal. (excurs. guide). GÚDŠ, Konf., Symp., Sem., 84–87.*

Samuel, O., Salaj, J. a Began, A. 1980: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 81–111.*

Scheibner, E. 1961: Nový pohľad na tektonický vývoj bradlového pásma Karpát. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 12, 1, 153.*

Sheibner, E. 1962: Niektoré nové poznatky z bradlového pásma na Slovensku. *Geol. Práce, Zpr., 62, 233–238.*
Scheibnerová, V. 1962: Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Zoš., 62, 261–265.*
Scheibner, E. a Scheibnerová, V. 1958: Kysucké a snežnické vrstvy – nové členy pieninskej série v kysuckom vývine. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 9, 2, 178–181.*
Štúr, D. 1860: Bericht über die geol. *Überichtsaufnahme des Reichsanstalt, XI, Wien, 17–149.*
Woletz, G. 1967: Schwermineralanalysen von Kreidensandstein aus den westlichen Karpaten (Bericht, 1966). *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 3, 65.*

Biostratigraphic correlation of Cretaceous flysch formations in the Klippen- and Peri--Klippen zones of the Middle Váh valley and their paleogeographic – tectonic history

Obduction and thrusting from SE and NW in Late Albian-Turonian were responsible and significant for the development of paleogeography and tectonics in the Peri-Klippen zone, beside rifting during the Tithonian-Berriasian (producing tectonic breccia) and Early Albian time (+ basic volcanism). These processes are reflected in heavy mineral contents (chromite, glaucophane and chloritoid) generated due to compression at lower temperatures and found in the Upohlava conglomerate, Orbitolina and Orlov beds (Woletz, 1967; Woletz in Salaj, 1990b).

Apart of exotic conglomerates the strong tectonic activity namely during the Albian and Cenomanian is also proved by huge olistoliths derived from Mesozoic basement of the emerged zones made of the Klape carbonate platform and of the Magura belt. Their supply and the transport of exotic conglomerates was not from the East Alpine or Transylvanian domains but from the near local sources. Recently this problem was treated by Mišík and Marschalko (1988) and Salaj (1990b). Their transport from distant sources was neglected by the fact thet depositional basins troughout the Carpathians during the Early Albian were segmented into longitudinal and transversal horst- and graben systems. This should be taken in account also for tectonic interpretations namely in the case of overthrusts.

Extensive strike-slips in the Central Carpathian were thus hindered because the breakig that caused rigid Triassic complexes to appear on the same level that the soft, mainly Lower to Middle Cretaceous, formations. Huge olistoliths from the destructing edge were falling down from SE to NW in a single segment (Triassic – Lower Cretaceous olistolites) into the Middle Albian Nimnica beds and the Upper Albian to Lower Cenomanian Upohlava beds near Púchov practically over 10–12 Ma (Salaj, 1990a, b). Urgonian olistoliths in the Albian to Lower Cenomanian conglomerates were found by Mišík (1990) in the Krivoklátska dolina valley. The author means that these olistoliths are by their lithofacies and microfacies the same than the Urgonian facies near Skalka and Dobrá Voda (quarry near Trenčín).

Tectonic activity continued during Senonian time and the nappe made of Drietoma and Klape Peri-Klippen zones shifted toward the Klippen Belt. The tectonic regime changed in the Late Landenian (= Thanetian) in the time of Late Laramian phase, and the structures accomplished by the Savian folding resulting in the formation or exposures of tectonic windows (Upohlav–Stupné–Hvozdnica–Dolná Mariková) or else in backthrusts or divergent thrusts of partial structures.

The Early Miocene folding produced SW-WE grabens filled with preserved Eggenburgian sediments in the zone of the Peri-Pieninian lineament (in the zone of detachment of the Klape Mesozoic from the adjacent Manín Mesozoic).

In accordance with Mišík and Marschalko (1988) a discontinuity of first order can be placed along the Peri-Pieninian lineament between the Podhájska- and Klape units. The Klape unit was thrust southward over the Podhájska unit during the Savian folding (Salaj, 1987).

ZO ŽIVOTA SGS

S. Kumara V. Vilinovič: **Petrológia mikrogranitoidných enkláv – hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex ako príklad** (Bratislava 16. 5. 1991)

Hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex má zloženie stredne-draselnej (granodioritickej) vápenato-alkalickej série a pripomína granitoidy postkolíznych prostredí. Široký kompozičný rozsah komplexu zahŕňa metaluminózne diority (+ kumulátové dvojpyroxenické gabrá), prevládajúce granodiority až peraluminózne aplity. Minerálna asociácia (Mg-biotit – Mg-hornblend – diopsid-augit – magnetit), magnetická susceptibilita hornín ($\times 10^{-3}$ SI j.): gabro – 55, diorit – 10, granodiorit – 20–25 a ich geochemické črty svedčia o príslušnosti komplexu do magnetitovej série, a teda aj do I-typu granitoidov. Indikuje to aj prítomnosť tmavých mikrogranitoidných enkláv, ktorých hostiteľskou horninou je hodrušský pyroxenicko-biotiticko-amfibolický granodiorit.

Enklávy majú zloženie kremitého monzodioritu-diorit u, oválny tvar, veľkosť od niekoľkých až do 45 cm a ostrý kontakt s granodioritom. Majú jemnozrnnú vyvretú štruktúru, ojedinele náhle schladené okraje a niekedy aj kumulátovú štruktúru, ktorú tvorí asociácia plagioklas–pyroxén–biotit. V enklávach sú bežné fenokrysty (xenokrysty?) hojného plagioklasu so škvrnitozonálnymi jadrami amfibolu, pyroxénu a biotitu. V niektorých enklávach je prítomný poikilitický K-živec uzatvárajúci drobné idiomorfné plagioklasy, pyroxény, biotit a ihličkovitý apatit. Minerálne asociácie enkláv a granodioritu sú rovnaké, neodlišujú sa ani zložením minerálov, ale proporcie minerálov sú v nich rozličné.

Hodnoty magnetickej susceptibility enkláv (40–45 $\times 10^{-3}$ SI j.) a ich štruktúry vylučujú, že by mohli byť xenolitmi dioritu v granodiorite. O tom, že pôvod enkláv treba hľadať v iných procesoch, svedčí aj obsah hlavných a stopových prvkov: v Harkerových diagramoch sa premieta mimo trendu diorit-granodiorit a v porovnaní s týmito horninami komplexu obsahujú enklávy menej Zr a viac Sc, Ti, P, REE a majú výraznejšiu negatívnu Eu-anomáliu. Ich celkové zloženie je alkalicko-vápenaté.

Mikrogranitoidné enklávy sú výsledkom procesov zmiešavania alkalickej bázickej magmy s kyslou a primiesenia globúl hybridnej magmy za ich súčasného podchladenia do granodioritového plutónu.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 315–324

Metamorfóza sedimentov staršieho paleozoika gemerika

SHAH WALI FARYAD

Technická univerzita, Katedra geológie a mineralógie BF, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 11. 3. 1991, revidovaná verzia doručená 22. 4. 1991)

Metamorphism of the Early Paleozoic sedimentary rocks in Gemericum

Metamorphic mineral assemblages present in the Early Paleozoic sedimentary rocks from Gemericum are discussed here. Distribution of mineral parageneses in agreement with mineral stability fields and mineral reactions indicate that the unit (except for slices and fragments of the gneiss-amphibolite complex) underwent metamorphism under chlorite zone of the greenschist facies conditions. No conspicous zonation of regional metamorphic products was established. Thermal overprint in the central part of Gemericum is the result of granitoid magmatism.

Úvod

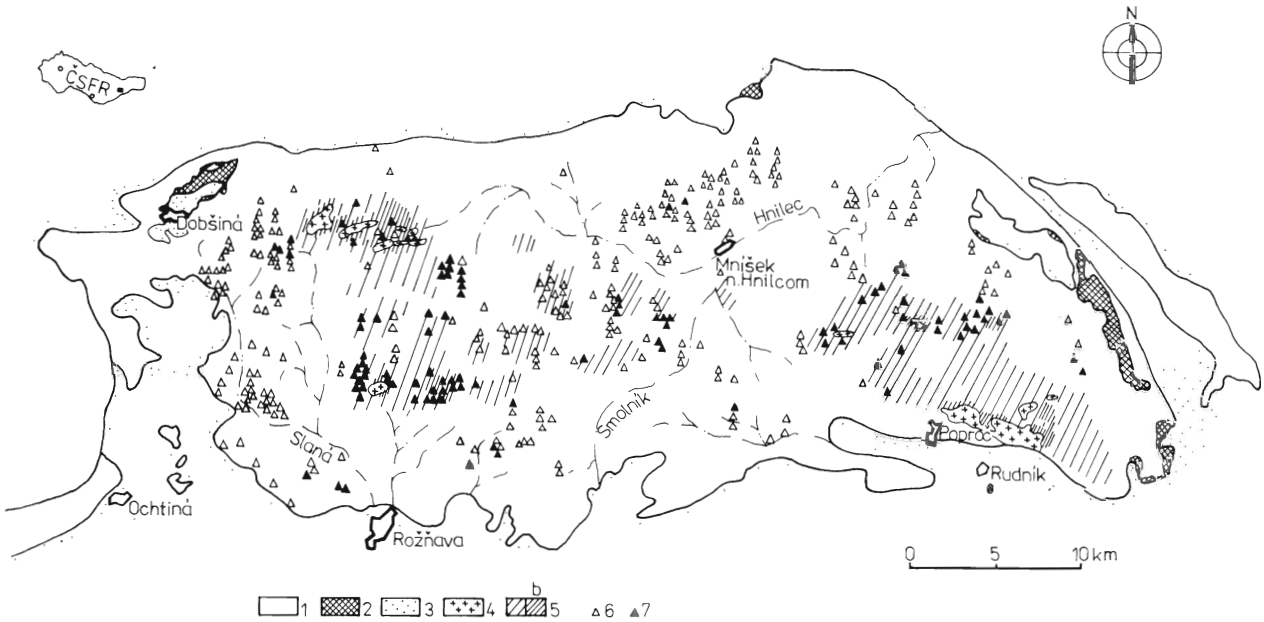
Sedimentárne, najmä pelitické horniny sa pokladajú v procese metamorfózy za jeden z najcitlivejších typov hornín. Preto neprekvapuje, že väčšina petrogenetických mriežok, ale aj geotermobarometrických metód sa zakladá na paragenézach a zložení minerálov v nich. Tvorba minerálov v metapelitoch spoľahlivo indikuje stupeň metamorfózy, a to nielen v strednostupňových a vysokostupňových metamorfitoch, kde bývajú vyvinuté indexové minerály, ale aj v nízkometamorfovaných komplexoch. Na rozdiel od vulkanických hornín oblasti gemerika, a to aj bázických, kde tvorbu minerálov čiastočne ovplyvnila i forma ich výskytu (obsah aktinolitu je v dôsledku rozdielneho P_{CO2} vyšší v subvulkanických ako v efuzívnych typoch a pod.; Faryad, 1991), spresňujú minerálne paragenézy pelitických hornín vyvinutých v rozličných častiach študovanej oblasti a podmienky metamorfózy získané rôznymi metódami.

Geologické pozadie

Stratigrafickým a litologickým členením staropaleozoických horninových súborov sa zaoberajú práce Bajaníka et al. (1984) a Greculu (1982). Prvá skupina autorov člení staršie paleozoikum do dvoch superpozičných skupín. Staršiu, gelnickú skupinu tvoria flyšoidné fácie (metapieskovce, metadroby, metapelity, čierne bridlice s polohami lyditov a karbonátov) a kyslé vulkanity a iba ojedinelé sú výskyty bázických hornín. Na tvorbe mladšej, rakoveckej skupiny sa okrem metapieskovcov a metadrôb zúčastňujú metabazity. Palinologické údaje (Snopková a Snopko, 1979, a i.) ukazujú vek týchto horninových súborov od kambria až po spodný karbón. Podľa Greculu (l. c.) majú obidve skupiny okrem rozdielnej povahy vulkanitov rovnaký litostratigrafický vývoj. Pretože horninové súbory obidvoch skupín nevykazujú z hľadiska stupňa metamorfózy rozdiely, uvádzame ich petrografickú charakteristiku spoločne podľa ich litologickej náplne.

V súlade s väčšinou geochronologických údajov (získaných celohorninovou Rb-Sr izochrónou, čiastočne aj z K-Ar údajov z muskovitu a biotitu) staropaleozoický fundament bol počas permu intrudovaný granitoidmi. Kontaktná metamorfóza ovplyvnila už vrásnené a regionálne metamorfované horninové komplexy, a to najmä v centrálnej časti gemerika (Gubač, 1977; Krist et al., 1979; Dianiška, 1983 a i.). Časť Rb-Sr, ale hlavne K-Ar údajov vykazuje alpínsky vek.

Metamorfózou gemerika sa zaoberali viacerí autori (Zoubek, 1957; Kamenický, 1967; Varga, 1973, a i.). Okrem novšie vyčlenenej klátovskej skupiny (Hovorka et al., 1984), resp. rulovo-amfibolitového komplexu (Faryad, 1990b), je podľa uvedených autorov staršie paleozoikum varisky metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Varga (l. c.) na základe 400 výbrusov vyčlenil metamorfné zóny (biotitová, K-živcová), ktoré dobre korelujú s hĺbkou granitu. Podobné zóny (od chloritovej až po amfibolitovú fáciu) vyčlenil aj Grecula (1982). Obidvaja autori vzťahujú tieto zóny na regionálnu metamorfózu (v prvom prípade alpínsku a v druhom varisku). Cieľom tejto práce je charakterizovať metamorfné minerálne paragenézy, resp. asociácie metasedimentov vytvorených počas regionálnej a kontaktnej metamorfózy. Nevylučujeme, že zloženie minerálov, hlavne sľudnatých



Obr. 1. Mapa metamorfných minerálnych paragenéz v sedimentoch staršieho paleozoika gemerika. 1 – rulovo-amfibolitový komplex gemerika, 2 – metamorfity fácie zelených bridlíc, 3 – granitoidy, 4 – kontaktné zóny (a – chloritová, b – biotitová), 5 – mladopaleozoické a mezozoické sekvencie, 6–7 – metapelity a jemnozrnné metapsamity (Qtz + Ms + Chl a 7-Bt), 8–9 – stredno- až hrubozrnné metapsamity (Qtz + Ms + Chl a 9-Bt), 10 – paragenézy s chloritoidom.

Fig. 1. Metamorphic mineral assemblages in the Early Paleozoic sedimentary rocks. 1 – Gneiss-amphibolite Complex, 2 – green-schist facies sequences, 3 – granitoids, 4 – zones of contact metamorphism (a – chlorite zone, b – biotite zone), 5 – Late Paleozoic and Mesosoic Formations, 6–7 – metapelites and fine-grained metapsammites containing quartz, muscovite, chlorite and biotite (7), 8–9 – medium – to coarse–grained sedimentary rocks containing quartz, chlorite, white mica and (9) biotite, 10 – chloritoid occurrences in sedimentary and volcanic rocks.

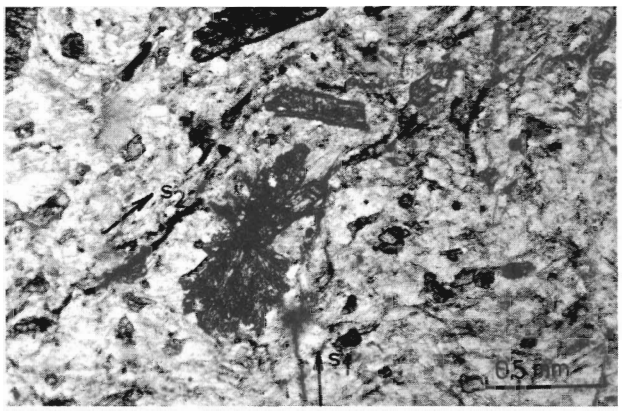
ovplyvňovala alpínska metamorfóza, príp. regresívna vetva variských metamorfných udalostí. Zdá sa však, že mimo zón mylonitov a južnej časti gemerika s prítomnosťou chloritoidu tieto procesy nevyvolali zmeny v starších paragenézach minerálov. Pri celkovej metamorfnej charakteristike a vymedzení kontaktných zón sa berú do úvahy aj vulkanické horniny staršieho paleozoika, ktoré uvádzame samostatne (Faryad, 1991a, 1991b).

Regionálne metamorfované sedimenty

Na zložení pelitických variet sa zúčastňuje kremeň, sericit, chlorit a akcesoricky rutil a karbonát (obr. 1). Jednotlivé minerály, hlavne sľudnaté, sú zvyčajne usmernené a majú veľkosť pod 0,1 mm; len v sekrečných žilách a zhlukoch dosahujú aj väčšie rozmery. Rutil sa najhojnejšie vyskytuje v horninách s prítomnosťou organickej hmoty. Kým pelity sú úplne rekryštalizované (ich štruktúra je lepido- až granolepidoblastická), psamitické variety, a to vrátane jemnozrnných, majú blastopsamitickú štruktúru. V posledných typoch sú klasty kremeňa často zúbkovité a po okrajoch prerastené novotvarmi kremeňa. Miestami je prítomný albit, a to najmä v typoch obsahujúcich klasty živcov. Tmel horniny je podobne ako v metapelitoch úplne rekryštalizovaný. Relatívne intenzívnejší stupeň rekryštalizácie ukazujú kremité pieskovce s novotvarmi kremeňa. Tu lokálne vznikajú aj šupinky sericitu a chloritu veľkosti nad 0,1 mm. Prítomnosť organickej hmoty v čiernych bridliciach čiastočne zabraňuje rastu a rekryštalizácii minerálov. Vzhľadom na nízky stupeň regionálnej metamorfózy sú však metamorfné minerálne paragenézy vo všetkých typoch podobné. Čierne bridlice sú spravidla bohaté na kovy (Radvanec, 1988), ale aj vzácne prvky, ktoré sa miestami zúčastňujú na tvorbe allanitu. Novotvorený allanit obsahuje početné inklúzie rutilu.

V juhozápadnej časti gemerika sa okrem uvedených minerálov vyskytuje aj chloritoid. Prvýkrát ho opísal Vrána (1964) zo styčnej zóny veporika s gemerikom a neskôr Varga (1973) z oblasti medzi Rožňavou a Hankovou. Podiel chloritoidu je v hornine do 20 %. Vyskytuje sa v metapelitoch, ale aj v metapsamitoch. Obyčajne vytvára ružičky a stĺpčekovité zrná (obr. 2) a uzatvára jemné ihličky rutilu.

Karbonatické horniny okrem karbonátov (kalcit, dolomit, siderit, magnezit) obsahujú kremeň, chlorit, muskovit a lokálne spolu s magnezitom aj mastenec. V karbonatických horninách bohatých na Mn (pri Čučme a Hekerovej) je vyvinutý aj



Obr. 2. Stĺpčekovité až ružičkovité útvary chloritoidu uzatvárajú miestami organickú hmotu nahromadenú po plochách bridličnatosti (s_1).

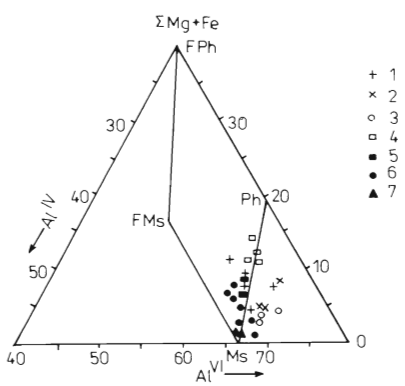
Fig. 2. Calumnar and rosate chloritoid crystals with organic matter concentrated along schistosity (s_1).

rodonit, pyroxmangit a spessartínový granát. Hornina má zvyčajne monominerálny charakter so všesmernou orientáciou minerálov.

Z regionálne metamorfovaných sedimentov sme vzhľadom na malú pestrosť minerálov analyzovali svetlú sľudu, chlorit, chloritoid a z karbonatických hornín aj rodonit, pyroxmangit a granát. Analyzovaná svetlá sľuda je spravidla bohatá na fengitovú zložku (obr. 3). Okrem jednej vzorky z lokality Grajnár, kde je podiel Na_2O v sericite až 3,95 %, je svetlá sľuda z ostatných lokalít chudobná na paragonitovú molekulu. Chlorit asociujúci so sericitom má podiel Fe/Fe + Mg 63–65 % a so sericitom a allanitom 68 %. Ak vychádzame z poznatku, že tento podiel by v chlorite mal s rastom stupňa metamorfózy klesať, potom zloženie chloritu v našom prípade ovplyvnilo samotné zloženie horniny, pretože metapelity s allanitom (lokalita Úhorná) vykazujú vyšší stupeň rekryštalizácie ako bez allanitu.

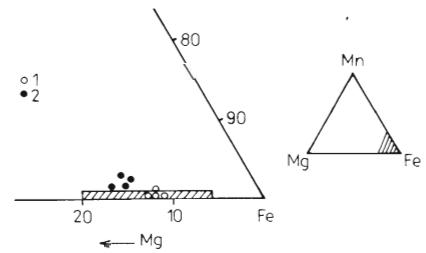
Chloritoid je bohatý na železo (F = Fe*100/Fe + Mg = 87–88 %) a v Mg : Mn : Fe diagrame (obr. 4) vykazuje podobné zloženie ako chloritoid z chloritovej zóny lycianskeho príkrovu juhozápadného Turecka (Ashworth-Evirgen, 1984).

Projekčné body analyzovaného rodonitu z karbonatických hornín bohatých na Mn sa koncentrujú do poľa rodonitu vymedzeného podľa údajov z literatúry (obr. 5), avšak pyroxmangit je bohatší



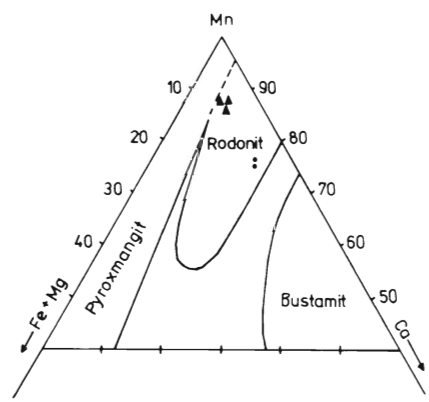
Obr. 3. Zloženie svetlej sľudy zo staropaleozoických metamorfovaných sedimentov. 1 – sivé pelity (Qtz + Ms + Chl), 2 – tmavé až čierne pelity (Qtz + Ms + Chl + Aln), 3 – sivé až sivozelené pelity (Qtz + Ms + Ctd) (1–3 – regionálne metamorfované horniny), 4 – droby (Qtz + Ms + Ab + Ep), 5 – pelity (Qtz + Ms + Chl), 6 – pelity (Qtz + Ms + Bt ± Chl), 7 – pelity (Qtz + Ms + Bt + And) (4–7 – kontaktne metamorfované horniny).

Fig. 3. Composition of white mica from Early Paleozoic metamorphosed sedimentary rocks. 1 – gray pelites (Qtz + Ms + Chl), 2 – dark to black pelites (Qtz + Ms + Chl + Aln), 3 – gray to grayish-green pelites (Qtz + Ms + Ctd) (1–3 – regionally metamorphosed rocks), 4 – greywackes (Qtz + Ms + Ab + Ep), 5 – pelites (Qtz + Ms + Chl), 6 – pelites (Qtz + Ms + Bt ± Chl), 7 – pelites (Qtz + Ms + Bt + And) (4–7 – sedimentary rocks with thermal overprint).



Obr. 4. Zloženie chloritoidu zo staropaleozoických sedimentov. 1 – regionálne metamorfované horniny, 2 – kontaktne metamorfovaný metapelit, šrafované pole predstavuje chloritoid z chloritovej zóny (Ashworth a Evirgen, 1984).

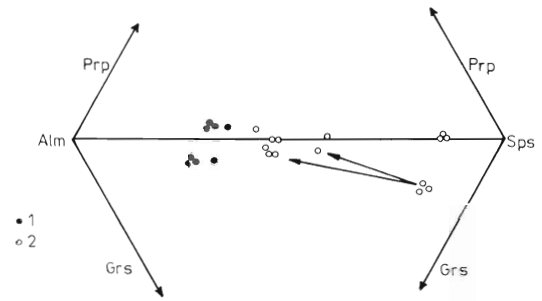
Fig. 4. Chloritoid compositions from the Early Paleozoic pelitic and psamitic rocks. 1 – regionally metamorphosed and 2 – contact metamorphosed sediments. Dashed- field of chloritoid from the chlorite zone (Ashworth and Evirgen, 1984).



Obr. 5. Fe + Mg : Mn : Ca diagram (Winter et al., 1981) pre rodonit (plné krúžky) a pyroxmangit (plné trojuholníky) v Mn-karbonatických horninách z oblasti Čučmy.

Fig. 5. Fe + Mg : Mn : Ca diagram (Winter et al., 1981) for rhodonite (full circles) and pyroxmangite (full triangles) from Čučma locality.

na Ca, čo spôsobuje odsun jeho priemetných bodov smerom k poľu rodonitu. Prítomnosť pyroxmangitu potvrdili aj röntgenografické metódy. Granát v týchto horninách je bohatý na spessartínovú molekulu (Sps_{70-72}, Grs_{15-17}, Alm_{12}; obr. 6) a podiel pyropovej zložky je pod 0,6 %. Chlorit koexistujúci so spessartínom je pomerne bohatý na MnO (1,45 %) a MgO (F = 55–56 %). Svetlá sľuda z tejto paragenézy okrem vysokého podielu fengitovej molekuly nevykazuje iné osobitosti.

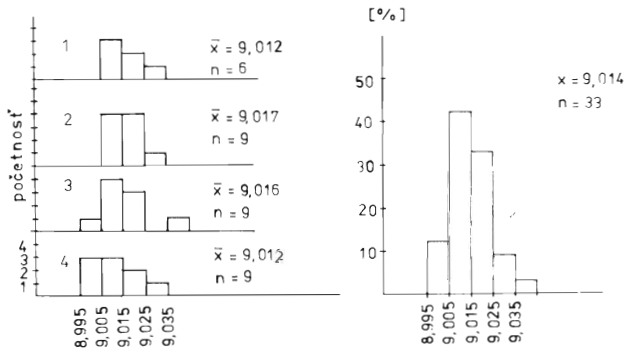


Obr. 6. Zloženie granátu v kontaktne metamorfovaných pelitoch. 1 – granát asociujúci s chloritoidom a oxychloritom (lokalita Poproč), 2 – zonálny granát v paragenéze s biotitom, chloritom a kremeňom.

Fig. 6. Garnet composition from contact metamorphosed pelitic rocks. 1 – garnet associating with chloritoid and oxichlorite (Poproč locality), 2 – zoned garnet in biotite, chlorite and quartz assemblage (Hnilec locality).

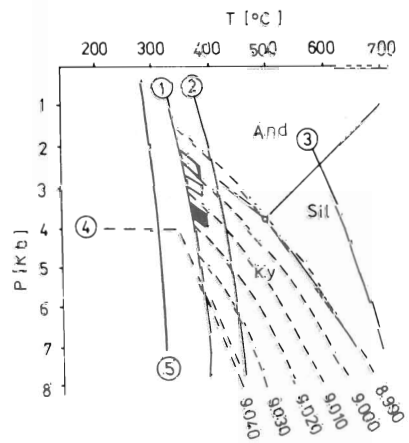
Podmienky metamorfózy

V súlade s nízkoteplotnými poľami stability svetlej sľudy (Frey et al., 1987) a neprítomnosťou ílových minerálov v metapelitoch predpokladáme, že teplota metamorfózy bola vyššia ako 280 °C. Na základe hodnôt parametra b_0 muskovitu predpokladá Sassi a Vozárová (1987) teplotu okolo 380 °C pri tlaku 270 MPa (zodpovedajúcom geotermálnemu gradientu 40 °C/km), príp. 250 MPa (Mazzoli a Vozárová, 1989). Metódu výpočtu b_0 parametra na základe chemickej analýzy muskovitu (Guidotti a Sassi, 1989) sme aplikovali na analyzovanú sľudu z metapelitov. Celkový rozptyl vypočítaných hodnôt b_0 parametra sa pohybuje medzi 9,010–9,020 s priemernou hodnotou 9,014 (obr. 7), čo v teplotnom intervale 370–400 °C zodpovedá hodnote tlaku 330–400 MPa (33–35 °C/km geotermálny gradient; obr. 8). Treba dodať, že tlakové hodnoty odhadované na základe b_0 parametra muskovitu sú len orientačné a slúžia na približný odhad tlakovej série metamorfných terénov (Guidotti et al., 1986). Na strednotlakový charakter regionálnej metamorfózy gemerika poukazujú hodnoty Si (3,12–3,34) v muskovite (metóda, ktorú navrhovali Masson a Schreyer, 1987), ale hlavne prítomnosť kyanitu v Al bohatých horninách centrálnej časti gemerika (Faryad a Dianiška, v tlači).



Obr. 7. Histogram početnosti a percentového zastúpenia b_0 hodnôt muskovitu získaných metódou Guidottiho et al. (1989). 1 – lokalita Grajnár, 2 – lokalita Nálepkovo, 3 – lokalita Úhorná, (1–3 – paragenézy Ms + Chl + Qtz), 4 – lokalita Rožňava (Ctd + Ms + Qtz).

Fig. 7. Histogram of b_0 values of muscovite determinated using the method of Guidotti et al. (1989). 1 – Grajnár locality, 2 – Nálepkovo locality, 3 – Úhorná locality (1–3 – Ms + Chl + Qtz), 4 – Rožňava locality (Ctd + Ms + Qtz).



Obr. 8. Diagram b_0 hodnôt muskovitu a niektorých významných rovníc v pelitických horninách (Guidotti a Sassi, 1986). 1 – Kln + Qtz = Pyr + H_2O, 2 – Pyr = Als + Qtz + H_2O, 3 – St + Qtz = Als + Bt + H_2O, 4 – maximálne nízkotlakové pole stability glaukofánu (Maresch, 1977), 5 – Kln + Qtz = Pyr + H_2O (Frey et al., 1987). Prázdne kosoštvorce – podmienky metamorfózy získané na základe b_0 hodnôt muskovitu pre metapelity gemerika (Sassi a Vozárová, 1987; Mazzoli a Vozárová, 1989). Plný kosoštvorec predstavuje tlakové podmienky na základe b_0 hodnôt vypočítaných z chemických analýz.

Fig. 8. Diagram for b_0 values of muscovite and position of some important reactions (Guidotti and Sassi, 1986). 1 – Kln + Qtz = Pyr + H_2O, 2 – Pyr = Als + Qtz + H_2O, 3 – St + Qtz = Als + Bt + H_2O, 4 – maximal low-pressure stability field of glaucophane (Maresch, 1977), 5 – Kln + Qtz = Pyr + H_2O (Frey et al., 1987). Full rhombus – metamorphic conditions estimated according to b_0 value of muscovite calculated from chemical analyses. Open rhombus- metamorphic conditions determined according to b_0 value of muscovite (Sassi and Vozárová, 1987 and Mazzoli and Vozárová, 1989).

Na Mn bohaté horniny s rodonitom, pyroxmangitom a spessartínovým granátom sa síce vyskytujú v blízkosti zóny s prejavmi kontaktnej metamorfózy, ale bezprostredný vzťah tvorby týchto

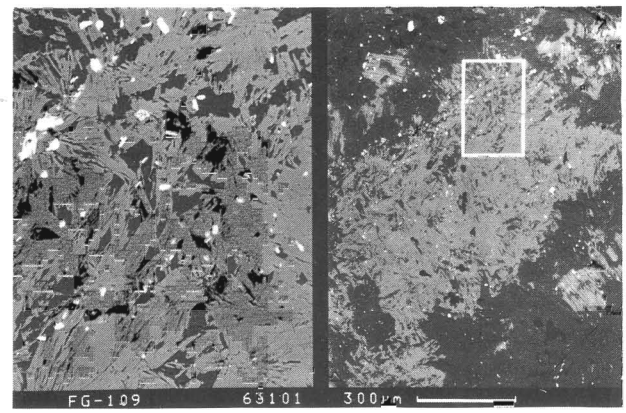
minerálov k procesom kontaktnej metamorfózy sa nepotvrdil. Horniny s pyroxmangitom a rodonitom sú v literatúre známe skôr zo strednotlakových terénov (Chopin, 1978; Peters et al., 1977, a i.). Použitím rodonitovo-pyroxmangitového geotermometra (Schultz-Guttler a Peters, 1987) sme pre študované horniny vypočítali teplotu 375 ± 10 °C. Vzhľadom na veľmi nízku objemovú zmenu fázovej transformácie rodonitu a pyroxmangitu z tejto oblasti sú rozdiely vo vypočítanej teplote pri tlaku 100–400 MPa zanedbateľné (okolo 15 °C).

V súlade s údajmi Ashwortha a Evirgena (1984) podmienky tvorby chloritoidu bohatého na železo zodpovedajú chloritovej zóne a nie sú v rozpore s odhadovanými podmienkami pre regionálnu metamorfózu tejto oblasti. Avšak tvorba chloritoidu v oblasti gemerika je doteraz predmetom diskusie. Podľa Vránu (1964) a Vargu (1973) je chloritoid alpínskeho veku. Chloritoid podobného zloženia je vyvinutý aj v juhogemeridných horninách zaradených do permu až triasu. Podľa nášho pozorovania (Faryad, 1990) je chloritoid starší ako kliváž. Ak pre kliváž v horninách gemerika predpokladáme jeden vek, čo akceptuje väčšina autorov, a kliváž je zároveň v staropaleozoických horninách staršia ako kontaktná metamorfóza spôsobená permskými granitmi, potom by vek chloritoidu mohol byť varisky (?).

Nízkoteplotnú hranicu variskej regionálnej metamorfózy v gemeriku nemožno stanoviť spoľahlivo, pretože celý komplex postihla aj alpínska metamorfóza, ktorá miestami dosiahla podmienky chloritovej zóny fácie zelených bridlíc (Faryad, 1990). Podľa uvedených minerálnych paragenéz možno nízkoteplotnú hranicu variskej metamorfózy klásť v rozmedzí veľmi nízkej a nízkej metamorfózy podľa členenia Freya et al. (1987), resp. na začiatku fácie zelených bridlíc (Winkler, 1976; Miyashiro, 1973 a i.). Tento predpoklad podporujú aj výsledky röntgenografického štúdia organickej hmoty v čiernych bridliciach (lokalita Smolník a Nižná Slaná), ktorú reprezentuje metaantracit až antracit (Molák et al., 1986). Vznik metaantracitu sa v horninách predpokladá pri teplote 200–350 °C a antracitu maximálne do 250 °C (Teichmüller, 1987).

Kontaktne metamorfované sedimenty

Litologická charakteristika kontaktne metamorfovaných hornín sa podobá súborom hornín postihnutých regionálnou metamorfózou. Ide o naložený proces spätý s granitoidným magmatizmom v gemeriku. Podľa zastúpenia minerálov a intenzity rekryštalizácie hornín možno rozlíšiť tri zóny kontaktnej metamorfózy: chloritovú, biotitovú a andaluzitovo-biotitovú. V chloritovej zóne sa najcitlivejšie prejavujú metapelity. Vzniká v nich všesmerne orientovaná svetlá sľuda veľkosti do 0,1 mm, ktorá sa svojou hypidioblastickou povahou odlišuje od nepravidelne obmedzených subparalelných šupín sericitu. Vo viacerých vzorkách sa zistilo, že novotvorená sľuda priečne prechádza nielen cez plochy bridličnatosti, ale aj kliváže. Vo vysokoteplotnej časti tejto zóny sa objavujú škvrny chloritu, miestami aj porfyroblasty albitu obsahujúce jemné inklúzie rutilu a turmalínu. Mladší vek kontaktnej metamorfózy vzhľadom na kliváž potvrdzujú aj škvrny chloritu, ktoré konzervujú klivážové plochy a porfyroblasty albitu vyvinuté po týchto plochách (Faryad, 1990).



Obr. 9. Škvrna jemnozrnného chloritoidu v kontaktne metamorfovanom fylite obsahujúcom granát a oxychlorit, lokalita Poproč.

Fig. 9. Fine-grained chloritoid spot in contact metamorphosed phyllite with garnet and oxichlorite, Poproč locality.

V metapsamitoch (najmä hrubozrnných) chloritovej zóny je často ťažké identifikovať prejavy kontaktnej metamorfózy. Tu najčastejšie nastáva rekryštalizácia kremeňa, hlavne v kremitých pieskovcoch, kde vzniká dlaždičkovitá štruktúra v žilkovitých útvaroch. Ak psamitické variety neobsahujú laminy pelitov, túto zónu nemožno spoľahlivo vymedziť. V čiernych bridliciach sa organická hmota spolu s rutilom koncentruje do drobných predĺžených zhlukov, ktoré majú všesmernú orientáciu.

V biotitovej zóne vzniká okrem biotitu zriedkavo andaluzit a granát. Zelený až hnedozelený biotit tvorí jemné (do 0,1 mm) šupinky (samostatné alebo v škvrnách s chloritom) a jeho obsah smerom k andaluzitovej zóne postupne narastá na úkor chloritu. Granát tvorí zhluky, resp. krátke žilky jemných zŕn a vyskytuje sa v asociácii s chloritom, príp. aj biotitom. Granát z lokality Hnilec je zonálny a stredná časť obsahuje početné inklúzie rudných minerálov. Na lokalite Poproč sa v dvoch vzorkách spolu s granátom zistil aj chloritoid. V jednom prípade chloritoid tvorí, podobne ako z regionálne metamorfovaných hornín, ružič-

TAB. 1

Reprezentatívne chemické analýzy metamorfných minerálov v metapelitoch
Representative chemical analyses of metamorphic minerals in pelitic rocks

	Muskovit					Biotit									
	Úhorná FG-33/84		Nálepkovo FG-50/89		Rožňava RS-2/35	Poproč FG-4a	FG-14/87	Hnilec 77/219	Prakovce SG-2		Poproč FG-14/87		Hnilec 77/219	Prakovce SG-2/2386	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	49,06	50,53	47,09	50,05	46,40	47,04	46,61	46,57	49,74	46,11	34,63	34,20	34,56	33,80	33,76
Al_2O_3	35,49	31,37	33,60	34,07	36,30	36,79	34,21	36,30	34,37	37,58	16,79	16,99	17,66	19,40	19,13
TiO_2	0,21	0,00	0,24	0,11	0,00	0,28	0,10	0,05	0,36	1,10	1,50	1,39	1,67	2,04	1,67
FeO	0,75	2,40	3,08	0,86	0,66	1,38	2,05	1,34	1,12	0,73	23,24	23,77	31,12	22,68	23,12
MgO	0,78	0,83	0,52	0,52	0,37	1,03	0,77	0,02	0,00	0,36	7,91	7,91	4,60	8,47	8,83
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	0,00	0,24	0,21	0,35	0,12	0,15
Na_2O	0,60	0,62	0,51	1,23	1,05	0,00	0,60	0,21	0,00	0,59	0,13	0,09	0,09	0,10	0,11
K_2O	9,08	7,15	8,00	8,00	10,26	7,05	9,92	10,10	10,99	10,70	9,24	9,47	7,98	8,90	8,45
Spolu	95,78	92,92	93,16	94,86	94,61	96,20	94,26	94,72	96,58	97,17	93,31	93,73	97,94	95,51	95,16
	Prepočítané na základe 22(O)														
Si	6,385	6,740	6,356	6,542	6,224	6,281	6,260	6,209	6,485	6,008	5,508	5,443	5,388	5,221	5,235
Al^{IV}	1,615	1,260	1,644	1,458	1,776	1,719	1,740	1,791	1,515	1,992	2,492	2,557	2,612	2,779	2,765
Al^{VI}	3,828	3,671	3,701	3,791	3,962	4,002	3,674	3,914	3,459	3,778	0,655	0,630	0,632	0,752	0,731
Ti	0,020	0,000	0,024	0,011	0,000	0,012	0,010	0,005	0,035	0,108	0,179	0,166	0,196	0,237	0,188
Fe	0,082	0,268	0,348	0,094	0,067	0,127	0,230	0,152	0,122	0,080	3,091	3,164	4,067	2,930	2,998
Mg	0,151	0,165	0,105	0,101	0,068	0,131	0,154	0,004	0,000	0,070	1,876	1,877	1,069	1,950	2,041
Mn	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,012	0,000	0,000	0,030	0,029	0,046	0,016	0,020
Na	0,151	0,160	0,133	0,321	0,267	0,000	0,218	0,054	0,000	0,149	0,034	0,031	0,031	0,030	0,033
K	1,507	1,217	1,377	1,334	1,766	1,149	1,700	1,718	1,828	1,778	1,875	1,923	1,587	1,754	1,671
b_o (FM)	9,003	9,012	9,013	9,001	9,000										
b_o (Al)	9,009	9,021	9,011	9,013	9,001										
b_o (Si)	9,021	9,045	9,019	9,032	9,011										
Met.	I	I	I	I	I	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II

	Chlorit					Chloritoid						Granát			
	Úhorná FG-33/84		Nálep. FG-50	Poproč FG-4a	FG-109	Hnilec 76/219		Rožňava RYS-2/35		Poproč FG-109		Poproč FG-109		Hnilec 76/219	
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO_2	26,20	26,50	24,98	24,06	29,24	25,48	25,34	25,51	24,12	24,84	24,15	36,78	35,79	36,37	36,65
Al_2O_3	21,39	23,11	21,19	22,18	20,01	22,38	22,39	40,96	40,36	39,64	40,36	20,64	20,81	19,77	20,61
TiO_2	0,04	0,02	0,05	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,10	0,10	0,00	0,54	0,09
FeO	31,19	32,18	32,84	29,65	26,44	36,11	36,15	24,34	24,65	24,53	24,29	27,28	30,80	6,31	24,34
MgO	8,03	8,64	8,44	11,21	10,03	6,88	6,89	1,95	1,93	2,18	2,12	1,02	1,13	0,14	0,52
MnO	0,29	0,54	0,45	0,00	0,29	0,80	0,80	0,23	0,28	0,76	0,76	12,43	11,04	33,97	17,13
CaO	0,04	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	1,86	1,74	4,18	1,02
			K_2O	2,89											
Spolu	87,36	91,26	87,97	87,11	89,50	91,84	91,91	92,99	91,53	92,07	91,84	100,01	101,49	100,00	100,40
	Prepočítané na základe 28 (O)								*12 (O)*				*12 (O)*		
Si	5,679	5,522	5,467	5,228	6,116	5,414	5,412	2,086	2,096	2,066	2,013	3,001	2,928	2,963	2,999
Al^{IV}	2,303	2,478	2,533	2,772	1,884	2,586	2,588	0,914	0,904	0,934	0,987	0,000	0,072	0,037	0,001
Al^{VI}	3,179	3,197	2,993	2,909	3,049	3,018	3,016	3,028	2,991	2,952	2,952	1,985	1,925	1,862	1,997
Ti	0,001	0,000	0,001	0,000	0,077	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,060	0,000	0,033	0,006
FeO	5,672	5,684	6,011	5,388	4,625	6,418	6,419	1,603	1,723	1,706	1,706	1,861	2,097	0,430	1,665
MgO	2,603	2,684	2,754	3,635	3,128	2,179	2,181	0,237	0,240	0,270	0,270	0,124	0,137	0,019	0,063
MnO	0,054	0,095	0,084	0,000	0,051	0,144	0,144	0,016	0,020	0,054	0,054	0,860	0,763	2,344	1,190
CaO	0,009	0,018	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,163	0,152	0,365	0,089
			K	0,771											
Fe/Fe + Mg /%/	68,5	67,6	68,5	59,7	59,6	74,6	74,6								
Alm												61,8	66,5	13,6	55,3
Prp												4,1	4,3	0,6	2,1
Grs												5,4	4,8	11,5	2,9
Sps												28,6	24,2	74,2	39,5
Met	I	I	I	II	II	II	II	I	I	II	II	II(?)	II	II	II

kovité a stĺpčekovité tvary, ktoré sú viac-menej chloritizované, a v druhom prípade jemné zrnká (pod 0,05 mm) koncentrované do zhlukov pripomínajúcich škvrny chloritu (obr. 9).

V andaluzitovej zóne chlorit úplne chýba a andaluzit je zvyčajne nahradený sericitom, niekedy aj margaritom. Biotit vystupuje v podobe jemných šupín, ktoré miestami tvoria škvrny až plody veľkosti 1–3 mm. Tie sú bežne prestúpené tenkostĺpčekovitými idioblastmi muskovitu v dĺžke max. 2 mm. Krist et al. (1979) uvádzajú z oblasti Hnilca aj prítomnosť cordieritu a korundu. V najvyššej teplotnej zóne sú bežné prejavy naložených metasomatických a hydrotermálnych premien, ktoré zároveň viedli k rozpadu vysokoteplotných minerálov.

Kontaktne metamorfované a metasomaticky zmenené karbonatické horniny sme študovali na niekoľkých lokalitách v blízkosti granitov v strednej časti gemerika (Faryad a Peterec, 1987). Ide o skarnoidy obsahujúce kalcit, amfiboly (železnatý hornblend až aktinolit), pyroxén (bohatý na hedenbergitovú zložku) a andraditový granát.

Priečna svetlá sľuda z pelitov a psamitov kontaktne metamorfovaných v chloritovej zóne je podobne ako z regionálne metamorfovaných hornín bohatá na fengitovú zložku. Avšak podiel tejto zložky sa smerom k andaluzitovej zóne postupne znižuje (obr. 3). Najviac na fengit bohatej sľudy je v metadrobách s albitom, kremeňom a lokálne aj epidotom.

Chlorit v paragenéze s biotitom má podiel F = Fe*100/Fe + Mg 57–60 %. Podobný pomer má aj oxychlorit vyskytujúci sa spolu s granátom a chloritoidom na lokalite Poproč. Oxychlorit má však nižší obsah Al_2O_3 (1–2 %) a vyšší podiel K_2O (do 2,9 %), CaO (do 0,16 %) a SiO_2 (tab. 1). Chemické nečistoty v chlorite, spôsobené prítomnosťou ďalšieho vrstvovitého silikátu, napr. vermikulitu, smektitu a pod., zaraďujú tento minerál do oxychloritu (Francechelli et al., 1980). Chlorit bohatý na železo (F = 74,6–77,5 %) sa vyskytuje spolu s granátom bohatým na spessartínovú zložku.

Biotit koexistujúci s chloritom, resp. bez andaluzitu je relatívne bohatší na železo (F = 62–65 %) ako v paragenéze s andaluzitom (F = 59–60 %). Výrazne odlišné zloženie má biotit asociujúci so spessartínovým granátom (F = 79,1–87,7 %).

Analyzovaný jemnozrnný chloritoid s granátom má podobné zloženie ako chloritoid z fylitov v juhozápadnej časti gemerika. Odlišuje sa od neho iba nepatrne vyšším podielom MnO (obr. 4). Granát s chloritoidom je bohatý na almandínovú zložku (Alm_{62-68}, Sps_{22-29}) a nie je zonálny, resp. v jeho zložení sú len nepatrné zmeny. Spessartínový granát (Sps_{73-75}, v strede) v paragenéze s chloritom a biotitom bohatými na železo je výrazne progresívne zonálny a má spessartínovo-almandínový lem (Alm_{51-55}, Sps_{44-45}). Podiel pyropovej molekuly je veľmi nízky (pod 0,5 % v strede a max. 2,1 % na okraji).

Podmienky metamorfózy

Teplotné podmienky chloritovej zóny kontaktnej metamorfózy sú podľa paragenézy a zloženia minerálov podobné ako v regionálne metamorfovaných horninách a odhadujeme ich v intervale od 300–350 °C. V tejto zóne chýba biotit a prítomná je na fengit bohatá svetlá sľuda. V biotitovej zóne je lokálne v metapelitoch vyvinutý aj granát. Pre okraj granátu s jadrom bohatým na spessartínovú zložku (lokalita Hnilec) sme na základe biotitovo-granátového geotermometra (Ferry-Spear, 1978; Perčuk a Lavrentjeva, 1983) vypočítali teplotu v intervale 413–460 °C. Reálnu teplotu pre túto zónu v súlade s nízkoteplotnými podmienkami stability biotitu, granátu a lokálne vyvinutého andaluzitu predpokladáme v rozmedzí 350–450 °C.

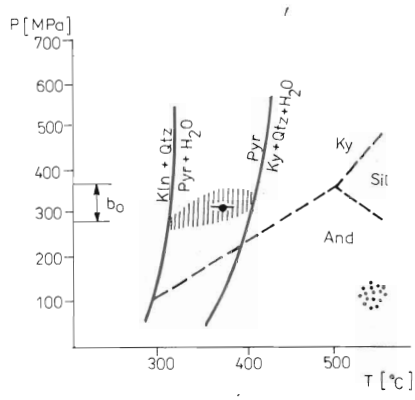
Na hranici chloritovej a biotitovej zóny sa vyskytuje chloritoid a almandínový granát, ktorých genéza nie je celkom jasná. Okrem jemnozrnného chloritoidu sa na tejto lokalite spolu s granátom zistil stĺpčekovitý chloritoid podobne ako v regionálne metamorfovaných horninách. K jeho slabej chloritizácii mohlo dôjsť aj v procese kontaktnej metamorfózy. Zloženie všetkých druhov chloritoidov je rovnaké, preto nie je vylúčená tvorba jemnozrnného chloritoidu transformáciou staršieho chloritoidu v procese kontaktnej metamorfózy. Ak pripustíme túto možnosť, potom by aj asociujúci almandínový nezonálny granát mohol vzniknúť v procese regionálnej metamorfózy. Prítomnosť granátu v súlade s paragenézou minerálov v regionálne metamorfovaných horninách na tejto lokalite však neznamená vysoký stupeň premeny. Jeho tvorba je odrazom priaznivého zloženia horniny (väčšinou je vyvinutý v tmavých horninách s organickou hmotou) a chýba biotit.

Najvyššiu teplotnú zónu v metapelitoch charakterizuje tvorba biotitu a andaluzitu. Cordierit sme vo vzorkách, ktoré sme študovali, nenašli. Vzhľadom na rozsiahle prejavy postmagmaticko-hydro-

◄ Met.-metamorfná udalosť (I-regionálna, II-kontaktná metamorfóza). Analýza č. 21 predstavuje oxychlorit. Vzorku SG-2 (vrt SG-2 hĺbka 2 386 m) poskytol Dianiška.
Met.-metamorphic events (I-regional, II-contact metamorphism). Analysis no. 21 corresponds to oxichlorite. Sample SG-2 (borehole SG-2, depth 2 386 m) is from Dianiška.

termálnych premien, ktoré sa dokumentovali na viacerých lokalitách, je možná, podobne ako pri andaluzite, jeho premena inými minerálmi. Teplota, získaná použitím termodynamických parametrov zo skarnov (Faryad a Peterec, 1987), pravdepodobne zodpovedala v prvom štádiu skarnizácie max. 570 °C pri 200 MPa a 550 °C pri 100 MPa, v druhom (regresívnom) štádiu 420 °C. Podľa celkových minerálnych paragenéz predpokladáme teplotu metamorfózy pre túto zónu od 450–550 °C.

Neprítomnosť staurolitu a iných kritických minerálov, slabý stupeň rekryštalizácie v jednotlivých zónach a nakoniec aj menší rozsah vysokoteplotných dvorov poukazujú na to, že granitová magma sa umiestnila v malej hĺbke. Podľa súčasného erozívneho zrezu v kombinácii s intenzitou alpínskej metamorfózy jednak v mladopaleozoických a mezozoických horninách a jednak v samotných granitoch (Faryad, 1990) predpokladáme hĺbku tuhnutia granitovej magmy okolo 3,5–6 km (100–150 MPa).



Obr. 10. P-T podmienky variskej regionálnej metamorfózy gemerika (okrem rulovo-amfibolitového komplexu) odhadované na základe paragenéz a reakcií minerálov v metasedimentoch. Plný krúžok v šrafovanom poli zodpovedá teplote vypočítanej na základe rodonitovo-pyroxmangitového termometra. Bodkované pole predstavuje teplotu dosiahnutú pri kontaktnej metamorfóze v andaluzitovej zóne.

Fig. 10. P-T condition of Variscan regional metamorphism in the Gemericum (except for the Gneiss-amphibolite Complex) estimated from mineral reactions in sedimentary rocks. Full circle in the dashed field shows metamorphic temperatures calculated using the rhodonite-pyroxmangite geothermometry. Dotted field shows temperatures attained during contact metamorphism in andalusite zone.

Kontaktné dvory veľmi dobre korelujú s hĺbkou granitu odhadovanou geofyzikálnymi metódami. Len v oblasti SV od popročského granitu sa granit skokovito ponára do hĺbky (pozri Plančár, 1977) a horniny na povrchu sú kontaktne metamorfované prevažne v chloritovej zóne. Tento nesúlad je najpravdepodobnejšie výsledkom nasunutia kontaktného dvora na termicky nepostihnuté sekvencie smerom na S.

Záver

Kritickú minerálnu paragenézu metapelitov a metapsamitov v súlade s pozíciami kriviek rozpadu kaolínu a tvorby kyanitu, resp. andaluzitu (obr. 10) charakterizuje prítomnosť kremeňa, muskovitu a chloritu. Teplota chloritovej zóny fácie zelených bridlíc potvrdzuje aj paragenézy minerálov v karbonatických horninách a geotermometrické výpočty použitím páru rodonit – pyroxmangit. Rovnomerný charakter metamorfózy a celkové minerálne paragenézy, a to nielen v metasedimentoch (Faryad, v tlači) ukazujú, že tlakové podmienky zodpovedajúce geotermálnemu gradientu 33–35 °C/km (odhadovanému na základe b_0 a Si hodnôt z chemickej analýzy muskovitu), by mohli byť reálne pre varisku regionálnu metamorfózu gemerika.

Spätosť regionálnej a kontaktnej metamorfózy do jedného procesu, ktorý by podmienil granitizáciu staropaleozoických hornín in situ, sa zdá byť neopodstatnená. Granitoidná intrúzia bola umiestnená v pomerne chladnom, ale už zvrásnenom staropaleozoickom fundamente. Podľa vzťahu kontaktných minerálov so štruktúrnymi prvkami sa zdá, že proces kontaktnej metamorfózy je mladší ako bridličnatosť, ale aj kliváž. Kontaktným účinkom gemerických granitov vznikli prevažne nízkoteplotné dvory, čo spôsobili menšie rozmery telies prevažne leukokratných granitov. Celkovo sa vyčlenili tri zóny (chloritová, biotitová a andaluzitová). Najvyššia teplotná zóna bola v dôsledku rozdielnej rigidity granitu a susedných fylitov vo väčšine prípadov tektonicky redukovaná. Veľká rozloha kontaktnej metamorfózy chloritovej zóny ukazuje v súlade s geofyzikálnymi údajmi značné rozšírenie granitoidov pod povrchom.

Poďakovanie. Vzorky na štúdium som odobral počas pôsobenia v Geologickom prieskume Spišská Nová Ves v rámci úlohy SGR-geofyzika. Použil som aj vzorky z geofyzikálnych profilov, ktoré odobral dr. P. Grecula, DrSc. (hlavný riešiteľ úlohy SGR-geofyzika), ktorému patrí moje poďakovanie.

Literatúra

Ashworth, J. R. and Evirgen, M. M. 1984: Mineral chemistry of regional chloritoid assemblages in the chlorite zone, Lycian Nappes, SW Turkey. *Mineral. Mag., 48, 159–165.*

Bajaník, Š. et al. 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť: *GÚDŠ Bratislava, 223.*

Chopin, C. 1978: Les paragenèses rédiutes ou oxydées de concentration manganésiféres des „schistes lustrés" de Haute-Maurienne (Alpes Francaises). *Bull. Soc. franc. Minèral. Crystalogr., 101, 514–531.*

Faryad, S. W. 1990: Metamorfná stavba a vývoj gemerika. [Kandid. dizert. práca.] *Manuskript – Ústř. úst. geol. Praha, 167.*

Faryad, S. W. 1991: Metamorfóza bázických hornín gemerika. *Mineralia slov., 23, 109–122.*

Faryad, S. W. 1991: Metamorfóza kyslých a intermediárnych hornín staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia slov. 23, 325*

Faryad, S. W. and Peterec, D. 1987: Manifestation of skarn mineralization in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 111–128.*

Faryad, S. W. 1991: Gemericum. In: Krist, E. (Ed.): Geology and Metamorphism of the West Carpathian Crystalline Complexes. *Bratislava, Veda (in print).*

Ferry, J. M. and Spear, F. S. 1987: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol, 66, 113–117.*

Franceschelli, M., Mellini, M., Memmi, I. and Ricci, C. A. 1986: Fine-scale chlorite-muscovite association in low-grade metapelites from Nurra (NW Sardinia) and the possible misidentification of metamorphic vermiculites. *Contr. Mineral. Petrol, 93, 137–143.*

Frey, M. 1987: Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey, M. (Ed.): Low-temperature metamorphism. *Blackie, New York, 9–58.*

Grecula, P. 1982: Gemericum – Segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Mineralia slov., – Monogr. , Alfa Bratislava, 263.*

Gubač, J. 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, Sér. Miner., Petr., Geochim., Metalogen., 4, 279.*

Guidotti, C. V. and Sassi, F. 1986: Classification and correlation of Metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. *Neu. Jb. Mineral., Abh,. Mh., 153, 363–380.*

Guidotti, C. V., Sassi, P. F. and Blencoe, G. 1989: Compositional controls on the a and b cell dimensions of $2M_1$ muscovite. *Eur. J. Mineral., 1, 71–84.*

Kamenický, J. 1967: Predmezozoické komplexy. In: Maheľ, M. (Ed.): Regionální geológie ČSSR II. *Západ. Karpaty, 1. Praha, Vyd. ČSAV, 42–59.*

Krist, E., Siegel, K. a Šímová, M. 1979: Kontaktný metamorfizmus na liste Hnilec 1 : 25 000. *Manuskript – GP Sp. Nová Ves, 51.*

Massone, H. J. and Schreyer, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212–224.*

Mazzoli, C. and Vozárová, A. 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians. *Rc. Soc. ital. Mineral. Petrol., 43, 635–642.*

Miyashiro, A. 1973: Metamorphism and metamorphic belts. *London, George Allen, 492.*

Molák, B., Miko, O., Planderová, E. a Franců, J. 1986: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Spr., 84, 39–64.*

Perchuk, L. L. and Lavrentjeva, I. V. 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *In: Saxena, S. K. (Ed.): Kinetics and equilibrium mineral reactions. Adv. phys. geochem., 3, 199–239.*

Peters, Tj., and Valarelli, J. V., Coutinho, J. M. V., Sommerauer, J. and Raumer, J. 1977: The manganese deposits of Buritirama (Para Brazil). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 57, 313–327.*

Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slov. rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7–144.*

Radvanec, M. 1988: Mobilizácia prvkov pri regionálnej metamorfóze staršieho paleozoika gemerika. [Kandid. dizert. práca.] *Manuskript – archív GP Sp. Nová Ves.*

Sassi, F. P. and Vozárová, A. 1987: The pressure character of the Gemericum. *Rc. Soc. ital. Mineral. Petrol., 42, 73–81.*

Schultz-Guttler, R. and Peters, Tj. 1987: Coexisting rhodonite and pyroxmangite in the system $MnSiO_3$-$CaSiO_3$-$MgSiO_3$-Fe-SiO_3 as a geothermometer. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 67, 47–51.*

Snopková, P. a Snopko, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výskumov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 57–102.*

Techmuller, M. 1987: Organic materia and very low-grade metamorphism. *In: Frey, M. (Ed.): Low-temperature metamorphism, Blackie, New York, 114–161.*

Varga, I. 1973: Mineralnye associacii regionalnovo metamorfizma a ich zonaľnosť v Spišsko-gemerskom rudogoriji. *Mineralia slov., 5, 115–134.*

Vrána, S. 1964: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and Veporides (Slovakia). *Krystalinikum, 2, 125–143.*

Winkler, H. G. 1976: Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag, New York, 237.*

Zoubek, V. 1953: Spišsko-gemerské rudohorie – záverečná správa za rok 1953. *Manuskript – Geofond Praha.*

Metamorphism of the Early Paleozoic sedimentary rocks in Gemericum

With respect to the recent geological and geochronological data, two Variscan metamorphic events (regional and contact metamorphism) can be distinguished in Gemericum. Apart from the Gneiss-amphibolite Complex (Fig. 1), the remaining area of Gemericum is metamorphosed under greenschist facies conditions. Pelitic and psamitic rocks outside the zones affected by contact metamorphism contain in their mineral assemblages quartz, phengite-rich white mica (Fig. 3), chlorite, albite (mainly in metagraywackes), rutile, occasionally also carbonates (calcite and siderite). In the western and southern part of Gemericum, also iron-rich chloritoid (Fig. 4) is present. Sedimentary microstructures are well preserved mainly in psammitic varieties containing clasts of quartz and feldspars. In relation to the schistosity chloritoid seems to be postkinematic but it is older than the cleavage. The last tectonic element is of regional extent and it is usually crossing the schistosity. Almandine garnet as accessory mineral was only found in three samples in the zone affected by contact metamorphism near Poproč. Carbonatic rocks create lenses mainly in black phyllites and contain mainly calcite, siderite, magnesite rarely ankerite, quartz, muscovite, chlorite and talc. In some Mn-rich carbonatic rocks spessartine-rich garnet rhodonite, pyroxmangite, manganocalcite, rarely muscovite and chlorite was found.

Three zones of contact metamorphism (chlorite, biotite and andalusite zones respectively) can be distinguished in sedimentary rocks around granitoids. Metapelites and metapsamites of chlorite zone differ from their regional metamorphosed equivalents only by metamorphic fabrics. Newly formed muscovite grown across the schistosity and quartz-bearing varieties display considerably recrystallization. In the chlorite but mainly in the biotite zone also chlorite or biotite spots appear. Compositionally the white mica becomes richer in muscovite end member towards the high-temperature zone (Fig. 3). Spots of fine-grained iron-rich chloritoid (Fig. 9) associating with almandine (relic?) and oxychlorite were found in two samples of the chlorite zone near Poproč granite. In biotite zone also normally zoned spessartine-rich garnet was found. Biotite associating with chlorite contains

more iron (F = Fe/Fe + Mg = 62 - 65 %) than biotite from the andalusite zone (F = 59 - 60 %). Due to the different rigidity of granite and country rocks, the high-temperature zone is usually tectonically reduced. In carbonaceous rocks of andalusite zone andradite-rich garnet, hedenbergite-rich pyroxene and hornblende were found (Faryad and Peterec, 1987).

Conditions of metamorphism

According to mineral parageneses in metapelites, graywackes and sandstones, the metamorphic temperatures did not exceed greenschist facies conditions of chlorite zone. In contrast to the low-pressure character (270 MPa) of Hercynian metamorphism in Gemericum, supposed by Sassi and Vozárová (1987), the b_o values of muscovite calculated from microprobe analyses indicate relatively higher pressure conditions (270–380 MPa at 370–400 °C; Fig. 7). Supposing Hercynian age for chloritoid crystallization the metamorphic conditions in agreement with data by Ashworth and Evirgen (1984) correspond to the chlorite zone of greenschist facies (300–380 °C at 300 MPa). Using the pyroxmangite-rhodonite geothermometry (Schultz-Guttler and Peters, 1986), the temperature obtained from Mn-rich carbonatic rocks is 370 ± 10 °C.

In consistency with index minerals present, temperatures for chlorite, biotite and andalusite zone of contact metamorphism can be estimated as 300–350, 350–450 and 450–550 °C respectively. Temperature as high as 550 °C was also calculated using the thermodynamic parameter for skarns (Faryad and Peterec, 1987). According to the mineral parageneses in contact aureoles and the lack of staurolite in pelitic rocks we suppose that the gemeric granitoids were intruded into shallow levels (3,5–6 km and 100–150 MPa).

Mineralia slovaca, 23 (1991), 325–332

Metamorfóza kyslých až intermediárnych vulkanitov staršieho paleozoika gemerika

SHAH WALI FARYAD

Technická univerzita, Katedra geológie a mineralógie BF, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 24. 4. 1991, revidovaná verzia doručená 20. 5. 1991)

Metamorphism of the Early Paleozoic salic to intermediate volcanic rocks

Salic and intermediate volcanic rocks are widespread in all area of the Early Paleozoic of Gemericum. Metamorphic mineral assemblages generated during Variscan regional and consequent contact metamorphism are discussed here. For estimation of more likely metamorphic conditions the characteristics of surrounding metamorphosed sedimentary and mafic rocks are also taken into consideration.

Úvod

Kyslé a intermediárne vulkanity sú hlavnou súčasťou staropaleozoických horninových súborov. Ich metamorfné podmienky charakterizujeme na základe pokračujúceho štúdia metamorfózy, v rámci ktorej sa skúmali aj sedimentárne a bázické horniny gemerika (Faryad, 1991a, 1991b). V strednej časti gemerika, kde sú známe početné telesá granitoidov, sú kyslé a intermediárne vulkanity kontaktne a metasomaticky premenené a niektorí geológovia ich označovali ako granitizované horniny, resp. vysokometamorfované ruly (Gubač, 1977, Grecula, 1982). V tejto práci sa venujeme jednak problémovým horninám prítomným v blízkosti granitoidov a jednak regionálne metamorfným derivátom vulkanitov (mimo rulovo-amfibolitového komplexu). Stupeň ich premeny posudzujeme nielen na základe ich minerálnych paragenéz, ale berieme do úvahy aj metamorfnú charakteristiku susedných sedimentárnych, príp. aj bázických hornín.

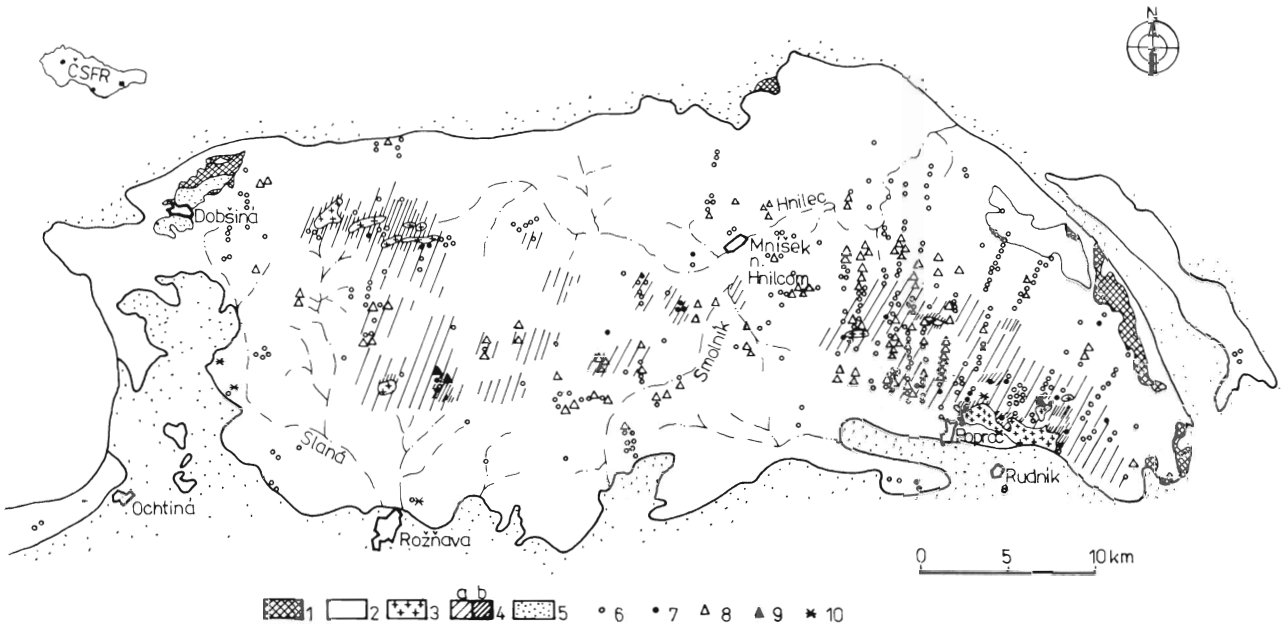
Geologické prostredie vulkanitov

V zmysle Bajaníka et al. (1981) patria kyslé a intermediárne vulkanity, rozšírené najviac v gelnickej skupine (tvoria zhruba štvrtinu podielu z celkových hornín na povrchu), do vápenato-alkalickej série ostrovných oblúkov. Na Ca-alkalickú afinitu ostrovných oblúkov, resp. kontinentálneho okraja týchto vulkanitov ukazuje aj prevaha pyroklastických variet a množstvo výrastlíc minerálov (Faryad a Grecula, 1984). Podľa Snopka (1967), Bajaníka et al. (1984) sa kyslé a intermediárne vulkanity v gelnickej skupine niekoľkonásobne striedajú s flyšoidnými formáciami. V rakoveckej skupine je prevaha bázických hornín, len zriedka sú prítomné ryolity a keratofýry. Podľa Greculu (1982) sú vulkanické horniny najviac rozšírené v najvrchnejšom (vulkanogénnom) súvrství.

Metamorfózou staropaleozoických hornín sa v minulosti zaoberali viacerí autori (Zoubek, 1953; Kamenický, 1967; Varga, 1973 a i.). Kyslým až intermediárnym vulkanitom sa venovala pozornosť najmä v blízkosti gemerických granitoidov, kde ich postihla kontaktná a kontaktnometasomatická premena (Gubač, 1977; Dianiška, 1983).

Regionálne metamorfované vulkanity

Mimo oblastí postihnutých kontaktnou metamorfózy sú najvýraznejšie v pyroklastických varietách. Častá je tu kryštalizačná bridličnatosť kremeň, muskovit, chlorit, albit (obr. 1), niekedy aj mikroklín a kalcit. Prejavy regionálnej metamorfózy sú najvýraznejšie v pyroklastických varietach. Častá je tu kryštalizačná bridličnatosť a štruktúra základnej hmoty je granolepidoblastická s veľkosťou novotvorených minerálov do 0,2 mm. Porfyrické zrná kremeňa a živcov sú viacmenej deformované až kataklázované. Ryolit zvyčajne nemá znaky bridličnatenia; magmaticky korodovaný kremeň a výrastlice živcov a ojedinele aj biotitu sú dobre zachované. Lokálne sú prítomné zhluky jemných šupín, ktoré pravdepodobne vznikli transformáciou magmatického biotitu. Šupinky a výrastlice magmatického biotitu majú hnedú až červenohnedú farbu. Miestami sú výrastlice biotitu pseudomorfované novotvarmi muskovitu, kremeňa a rudných minerálov, niekedy aj chlori-



Obr. 1. Distribúcia minerálnych paragenéz v staropaleozoických kyslých až intermediárnych vulkanitoch gemerika. 1 – metamorfity fácie zelených bridlíc, 2 – rulovo-amfibolitový komplex, 3 – mladopaleozoické a mezozoické sekvencie, 4 – granitoidy, 5 – zóny kontaktnej metamorfózy (a – chloritová, b – biotitová), 6–7 – minerálne paragenézy: 6 – Qtz + Ms ± Chl ± Ab ± Mc, 7 – Qtz + Ms + Bt + Ab ± Mc ± Chl ± Tnt.

Fig. 1. Distribution of metamorphic mineral assemblages in the Early Paleozoic salic to intermediate volcanic rocks in Gemericum 1 – green-schist facies metamorphics, 2 – gneiss-amphibolite complex of Gemericum, 3 – the Upper Paleozoic and Mesosoic sequences. 4 – granitoids, 5 – zones of contact metamorphism (a – chlorite, b – biotite zone), 6–7 – mineral assemblages: 6 – Qtz + Ms ± Chl ± Ab ± Mc, 7– Qtz + Ms + Bt + Ab ± Mc ± Chl ± Tnt.

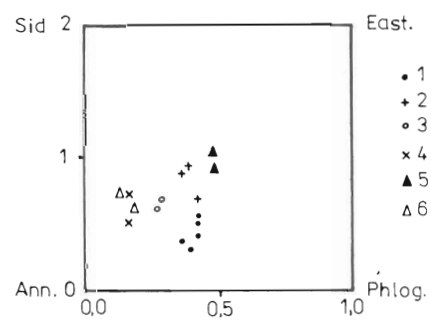
tu. Podobné útvary sa vyskytujú v dacitických horninách a dominantným minerálom je epidot, ojedinele aj karbonát. Tie najpravdepodobnejšie vznikli premenou amfibolu. Novotvorené minerály sú paralelne orientované, pravdepodobne sledujú smer štiepnych trhlín pôvodného biotitu.

Prejavy regionálnej metamorfózy sú málo výrazné aj v hypoabysálnych formách vulkanitov. Tu je pôvodná štruktúra allotriomorfne zrnitá; po okrajoch zŕn často dochádza ku granulácii a vznikajú novotvary kremeňa a sericitu. Metamorfný biotit je vyvinutý lokálne. Tvorí buď jemné šupinky zelenohnedej až hnedej farby, paralelne orientované v smere bridličnatosti (hlavne v pyroklastických varietach), alebo zatláča výrastlice živcov.

V západnej časti gemerika je miestami v pyroklastických varietách vyvinutý chloritoid. Asociuje s kremeňom, muskovitom, albitom a uzatvára rutil. Chlorit sa tu vyskytuje iba ojedinele, ale zvyčajne chýba. Podiel chloritoidu je v hornine do 20 obj. %.

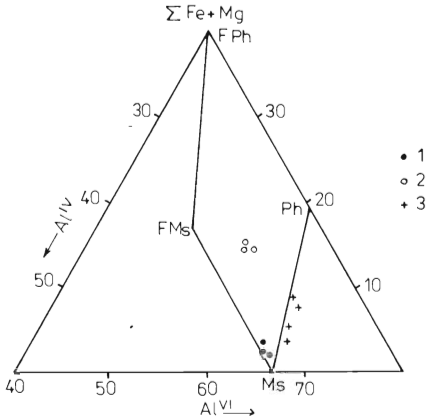
V oblasti Mníška n. Hnilcom sme vo výrazne usmernenej vzorke dacitového zloženia odobratej z povrchu zistili aktinolit s epidotom, kremeňom, albitom, titanitom a karbonátom. Hornina pripomína mylonit a jej geologické prostredie sa detailne nepreštudovalo.

V súvislosti s intermediárnymi vulkanitmi sme v oblasti Helcmanoviec zistili horninu, ktorú tvorí kremeň (25–30 %), granát (30–35 %), amfibol



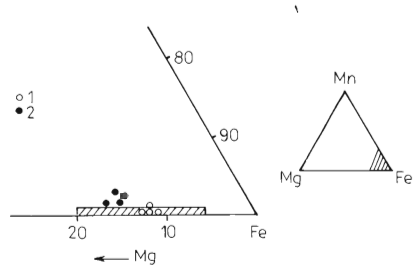
Obr. 2. Zloženie biotitu z kyslých a intermediárnych vulkanitov a železitého kvarcitu: 1 – magmatický biotit v ryolite, 2 – biotit vytvárajúci zhluky v kyslých subvulkanických horninách, 3 – metamorfný biotit v ryolitovom pyroklastiku, 4 – biotit v paragenéze s almandínom a grunerítom v železitom kvarcite, 5, 6 – podľa poradia predstavujú biotit z kontaktne metamorfovaných kyslých až intermediárnych vulkanitov.

Fig. 2. Biotite composition in salic to intermediate volcanic rocks and iron-quartzite: 1 – magmatic biotite in rhyolite, 2 –biotite clausters in salic subvolcanic rocks, 3 – metamorphic biotite in rhyolitic pyroclastic rock, 4 – biotite in grunerite almandine assemblage from iron-quartzite, 5 and 6 represent biotite from contact metamorphosed salic and intermediate volcanites, respectively.



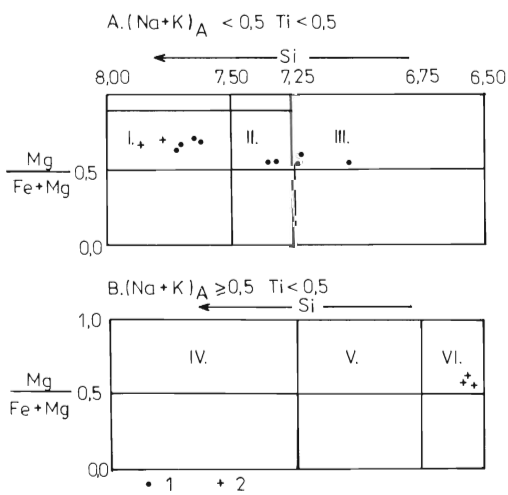
Obr. 3. Zloženie svetlej sľudy zo staropaleozoických kyslých vulkanitov. Minerálne paragenézy: 1 – Qtz + Ms + Ab + Ctd + Rt, 2 – Qtz + Ms + Ab + Bt + Chl (1–2 – regionálne metamorfované horniny), 3 – Qtz + Ms + Bt + Ab + Rt (kontaktne metamorfované horniny).

Fig. 3. Composition of white mica from the Early Paleozoic salic volcanic rocks. Mineral assemblages: 1 – Qtz + Ms + Ab + Ctd + Rt, 2 – Qtz + Ms + Ab + Bt + Chl (1–2 – regional metamorphism), 3 – Qtz + Ms + Bt + Ab + Rt (contact metamorphism).



Obr. 4. Zloženie chloritoidu zo staropaleozoických regionálne metamorfovaných hornín. 1 – kyslé pyroklastiká, 2 – metapelity a metadroby. Šrafované pole zodpovedá chloritoidom chloritovej zóny v metapelitoch (Ashworth-Evirgen, 1984).

Fig. 4. Chloritoid composition from the Early Paleozoic salic pyroclastic rocks. 1 – salic pyroclastics, 2 – metapelites and metagreywacks. Dashed field represents chloritoid in metapelite from the chlorite zone (Ashworth-Evirgen, 1984).



(20–25 %), hematit (10–15 %), akcesorický magnetit, biotit a chlorit. Hornina je zložením (okrem vyššieho obsahu Al_2O_3, okolo 7 % a železa a nízkeho podielu SiO_2) podobná železitým kvarcitom (jaspelitom), ktoré sa tu v podobe šošoviek vyskytujú uprostred ryodacitových až dacitových pyroklastík.

Porovnanie obsahov hlavných kysličníkov obidvoch typov je nasledujúce (prvý údaj – železitý kvarcit, druhý údaj – hornina s granátom a gruneritom): SiO_2 66,37, 52,96; Al_2O_3 0,62, 7,60; Fe_2O_3(t) 30,84, 35,87; TiO_2 0,02, –; CaO 0,10, 1,02; MgO 0,10, 0,41; MnO 0,52, 0,85. V druhom prípade je zloženie horniny odhadnuté na základe planimetrickej analýzy a zloženia minerálov analyzovaných mikrosondou.

Podľa dokumentácie podzemného vrtu pochádza hornina z hlbšej časti vrtu, kde je lokálne prítomný aj biotit a metapelity obsahujú jemné priečne šupinky muskovitu (zvyčajne v blízkosti gemerických granitoidov považované za prejav slabej kontaktnej metamorfózy). Ostatné polohy železitých kvarcitov neobsahujú granát, amfibol, príp. biotit.

V rámci regionálne metamorfovaných kyslých až intermediárnych vulkanitov sa analyzoval biotit, muskovit, chlorit a chloritoid. Magmatický biotit z ryolitu je bohatý na TiO_2 (2–3 %) a MgO (8–9,4 %; obr. 2). Šupinky biotitu v zhlukoch (pravdepodobne vzniknuté transformáciou magmatického biotitu) sa od magmatického biotitu odlišujú vyšším obsahom Al_2O_3 (okolo 18 %). Metamorfný biotit v metadacite má nízky podiel TiO_2 (1–1,6 %) a MgO (5–5,6 %). Svetlá sľuda v metadacite je pomerne bohatá na fengitovú zložku (obr. 3). Na muskovit bohatá svetlá sľuda sa analyzovala v metapyroklastikách s chloritoidom oblasti Nižnej Slanej. Chloritoid je v metapyroklastických horninách, podobne ako v metapelitoch, bohatý na železo (F = Fe*100/(Fe + Mg) =90–93 %; obr. 4). Chlorit vyvinutý v ryolite má podiel F okolo 56 % a podľa obsahu SiO_2 a F zodpovedá ripidolitom.

V železitom kvarcite odpovedá amfibol svojím zložením gruneritom s pomerom F = 21 %. Granát je almandínového zloženia s nízkym podielom spessartínovej molekuly. Vysoký obsah železa v hornine sa odráža aj v zložení biotitu s pomerom F = 85,3 %.

◄ Obr. 5. Zloženie amfibolu zo staropaleozoických intermediárnych hornín. 1 – magmatický hornblend a novotvorený aktinolit vo vzorke zloženia andezitu až bazaltického andezitu, 2 – aktinolit a hornblend v kontaktne metamorfovanej hornine.

Fig. 5. Amphibole composition from the Early Paleozoic intermediate rocks. 1 – magmatic hornblende and newly formed actinolite in a sample of andesite to basaltic andesite composition, 2 – actinolite and hornblende in contact metamorphic rock.

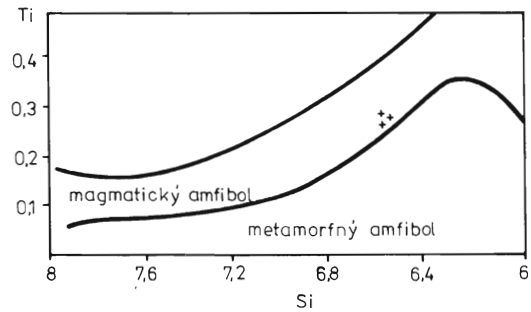
TAB. 1

Reprezentatívne analýzy minerálov z kyslých a intermediárnych vulkanitov staršieho paleozoika gemerika
Representative analyses of minerals in salic and intermediate volcanic rocks of the Early Paleozoic

	Biotit														Chlorit
	64/177		64/110		FG–44/84		69/86		MPV–6		FG–5		FG–263/84		64/110
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	35,49	35,81	36,58	36,10	36,29	36,85	33,42	33,94	35,26	35,21	38,64	37,26	35,29	34,65	25,48
Al_2O_3	15,11	35,49	16,58	15,58	18,43	18,34	16,42	15,17	16,56	16,87	17,83	17,81	14,76	15,60	20,19
TiO_2	3,02	3,11	1,85	2,03	2,22	2,34	1,04	1,69	1,51	1,39	1,74	2,48	0,64	0,71	0,06
FeO	24,31	24,71	22,70	23,34	22,57	21,75	24,91	24,23	33,13	31,43	18,81	15,49	30,52	31,60	30,59
MgO	8,10	8,02	9,11	9,24	6,89	6,92	5,61	5,08	3,19	3,28	9,34	7,83	3,00	3,33	13,13
MnO	0,16	0,05	0,11	0,14	0,14	0,28	0,43	0,16	0,23	0,28	0,01	0,02	0,56	0,52	0,21
Na_2O	0,07	0,02	0,02	0,02	0,08	0,11	0,04	0,89	0,28	0,61	0,00	0,10	0,02	0,11	0,02
K_2O	9,63	9,58	9,98	9,08	8,91	8,98	8,52	9,52	8,00	6,66	8,33	6,79	9,41	9,10	0,02
Spolu	95,93	96,42	96,97	95,86	95,61	95,67	90,71	90,88	98,49	96,35	94,77	87,91	94,25	95,06	89,73
	Prepočítané na základe 22 (O)														
Si	5,538	5,508	5,576	5,573	5,559	5,516	5,537	5,640	5,521	5,563	5,800	5,898	5,786	5,637	5,400
Al^{IV}	2,462	2,492	2,424	2,427	2,441	2,384	2,463	2,360	2,477	2,437	2,200	2,102	2,214	2,363	2,600
Al^{VI}	0,315	0,373	0,550	0,409	0,887	0,911	0,742	0,609	0,580	0,704	0,957	1,224	0,638	0,628	2,443
Ti	0,354	0,357	0,211	0,235	0,256	0,274	0,129	0,210	0,178	0,155	0,195	0,295	0,079	0,087	0,010
Fe	3,170	3,178	2,892	3,017	2,891	2,772	3,451	3,366	4,340	4,153	2,360	2,050	4,185	4,218	5,420
Mg	1,884	1,840	2,072	2,170	1,573	1,572	1,386	1,258	0,745	0,773	2,091	1,848	0,733	0,888	4,418
Mn	0,021	0,006	0,014	0,018	0,018	0,036	0,059	0,024	0,031	0,038	0,000	0,003	0,078	0,072	0,036
Na	0,026	0,007	0,006	0,005	0,024	0,033	0,013	0,304	0,085	0,187	0,000	0,020	0,006	0,035	0,010
K	1,916	1,880	1,942	1,790	1,741	1,746	1,800	2,029	1,599	1,343	1,597	1,372	1,968	1,889	0,007
F_{Mg-Fe}	62,7	63,3	58,2	58,1	64,7	63,8	71,3	72,8	84,3	85,0	53,0	52,5	85,0	82,0	56,6
Met. u.	O	O	O	O	I	I	I	I	I	I	II	II	II	II	I

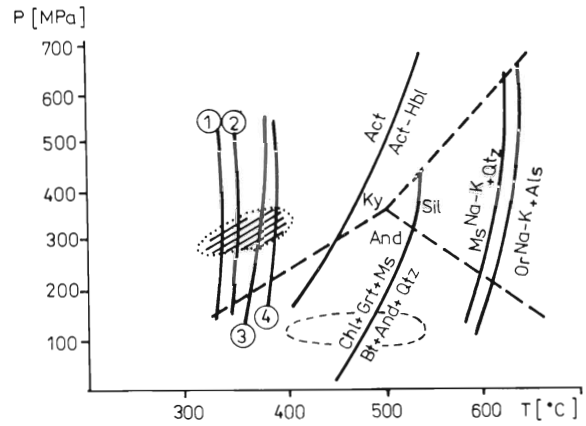
	Hornblend				Aktinolit	Grunerit		Muskovit				Chloritoid		Granát	
	76/146		FG-4b/87		FG-4b/87	MPV-6		FG-141/84		69/86		FG-141/84		MPV-6	
SiO_2	43,70	44,13	46,84	47,24	50,96	49,76	49,72	44,94	44,85	46,32	46,76	24,94	25,75	36,48	37,22
Al_2O_3	9,60	9,64	6,31	6,31	2,24	0,27	0,29	35,34	35,25	27,15	27,94	39,48	39,31	20,99	21,58
TiO_2	2,15	2,02	–	–	0,03	0,06	0,01	0,23	0,31	0,18	0,12	0,06	0,08	–	–
FeO	13,68	13,78	16,32	16,74	11,97	38,74	39,37	0,63	0,93	3,65	3,09	26,43	26,81	37,43	37,13
MgO	13,47	13,38	12,22	11,86	16,46	5,81	5,96	0,02	0,32	2,18	2,19	1,81	1,63	0,58	0,65
MnO	0,36	0,23	0,31	0,23	0,22	0,60	0,95	0,46	0,04	0,09	0,02	0,27	0,16	2,03	1,89
CaO	10,24	10,39	12,05	12,13	12,08	0,31	0,27	0,00	0,00	0,06	0,13	–	–	2,86	2,79
Na_2O	2,51	2,60	0,20	0,31	0,11	0,06	0,09	1,27	1,27	0,15	0,13	–	–	–	–
K_2O	0,79	0,74	0,11	0,08	0,03	0,01	0,02	10,30	11,00	10,92	10,50	–	–	–	–
Spolu	96,49	96,91	94,36	94,95	94,07	95,62	96,68	93,19	93,12	90,72	90,93	93,14	93,73	100,37	101,29
	Prepočítané na základe 23 (O)							*22 (O)*				*12 (O)*			
Si	6,555	6,585	7,175	7,200	7,626	8,057	7,998	6,124	6,038	6,597	6,587	2,082	2,115	2,978	2,993
Al^{IV}	1,445	1,415	0,825	0,800	0,374	0,000	0,002	1,876	1,962	1,403	1,413	0,918	0,885	0,022	0,007
Al^{VI}	0,252	0,281	0,315	0,334	0,022	0,052	0,053	3,799	3,739	3,154	3,225	2,958	2,921	1,997	2,039
Ti	0,243	0,227	–	–	0,003	0,007	0,001	0,024	0,032	0,019	0,013	0,004	0,005	–	–
Fe	1,715	1,720	2,091	2,140	1,498	5,246	5,297	0,072	0,107	0,433	0,364	1,841	1,842	2,555	2,497
Mg	3,012	2,976	2,791	2,695	3,672	1,402	1,429	0,040	0,065	0,462	0,460	0,128	0,200	0,071	0,078
Mn	0,046	0,029	0,040	0,030	0,028	0,082	0,130	0,053	0,005	0,010	0,033	0,034	0,011	0,141	0,129
Ca	1,646	1,661	1,798	1,981	1,937	0,054	0,047	0,000	0,000	0,009	0,020	–	–	0,250	0,241
Na	0,730	0,752	0,059	0,092	0,032	0,019	0,028	0,336	0,338	0,041	0,035	–	–	–	–
K	0,151	0,141	0,021	0,025	0,006	0,002	0,004	1,790	1,926	1,983	1,887	–	–	–	–
Met. u.	0	0	II	II	II	I	I	I	I	I	I	I	I	I?	I
													Alm	84,7	84,7
													Prp	2,3	2,6
													Grs	8,3	8,2
													Sps	4,6	4,3

Met. u – metamorfná udalosť; I – variská regionálna, II–kontaktná metamorfóza, O–magmatický minerál.
Met. u – metamorphic event: I–Variscan regional, and II–contact metamorphism, O–magmatic mineral



Obr. 6. Ti : Si diagram pre rozlišovanie magmatického a metamorfného amfibolu (Leake, 1965).

Fig. 6. Ti : Si diagram distinguishing magmatic and metamorphic amphibole (Leake, 1965).



Obr. 7. P-T podmienky variskej regionálnej (s výnimkou rulovo-amfibolitového komplexu) a kontaktnej (čiarkované pole) metamorfózy v gemeriku, odhadované na základe paragenézy a reakcií minerálov v kyslých a intermediárnych horninách.

Fig. 7. P-T conditions of Variscan regional metamorphism (without the gneiss-amphibolite complex) and contact metamorphism (dashed field) in Gemericum estimated from mineral assemblages and mineral reactions in salic and intermediate volcanic rocks.

Kontaktne metamorfované vulkanity

Tvorba minerálov v kontaktne a kontaktnometasomaticky postihnutých vulkanitoch okrem iného závisí aj od pôvodného zloženia horniny. V kyslých vulkanitoch, zvyčajne chudobných na CaO, FeO, MgO, vzniká pri metamorfóze v chloritovej zóne (vymedzenej podľa minerálnych paragenéz v susedných metapelitoch) kremeň, muskovit, albit, niekedy aj biotit a mikroklín. Tieto horniny sú najrozšírenejšie v kontaktných aureolách zlatoidčianskeho, humelského a hnileckého granitu a sčasti v oblasti Dlhej doliny. Svetlá sľuda je prítomná v dvoch formách. Submikroskopické šupinky svetlej sľudy tvoria zhluky koncentrované pozdĺž bridličnatosti horniny, ale majú všesmernú orientáciu. Lokálne je prítomná tabuľkovitá forma svetlej sľudy. Novotvorený kremeň sa od staršieho odlišuje prítomnosťou inklúzií jemných šupín sericitu.

Bližšie ku granitu v kyslých horninách pribúda biotitu a lokálne vzniká apatit a andaluzit. Spolu s andaluzitom a muskovitom sa v oblasti Zlatej Idky zistil aj reliktný kyanit. Muskovit vytvára tabuľkovité šupinky až porfyroblasty s uzavreninami kremeňa a mikroklínu. Apatit obsahuje jemné subparalelne orientované uzavreniny rutilu. V kontaktných aureolách sú časté prejavy turmalinizácie, albitizácie, mikroklinizácie a silicifikácie, ktoré v podobe žiliek často sledujú smer pôvodnej bridličnatosti. Pravdepodobne pre tieto znaky ich niektorí autori označujú ako ruly až migmatity.

Intermediárne vulkanity dacitovo-ryodacitového zloženia postihnuté kontaktnou metamorfózou sme študovali v oblasti Betliara a Čučmy. V kontaktnej zóne zodpovedajúcej chloritovej zóne v metapelitoch vzniká okrem kremeňa, chloritu, muskovitu a albitu miestami aj biotit, epidot a titanit. Pôvodné živce sú zvyčajne rozložené. Chlorit s titanitom a epidotom, niekedy aj svetlou sľudou, vytvárajú zhluky, ktoré pripomínajú pseudomorfózy po tmavom mineráli, ale majú veľmi nepravidelné obmedzenie, miestami s esovitým ukončením. Aj keď tieto zhluky niekedy mávajú predĺžený tvar, nie vždy sledujú smer pôvodnej bridličnatosti. Porfyrické zrná kremeňa, ktoré (hlavne v pyroklastických typoch) počas regionálnej metamorfózy rozpukali a sa predĺžili, sú po puklinách zahojené novotvarmi kremeňa. Znaky bridličnatosti sú viac-menej zastreté a hornina získava masívnejší charakter.

V relatívne vysokoteplotnej zóne kontaktnej metamorfózy vznikajú škvrny biotitu (miestami s epidotom) a niekedy aj aktinolitu. V oblasti Čučmy sa v tejto zóne objavuje aj apatit, ktorého množstvo, ako sa zdá, postupne s intenzitou rekryštalizácie narastá. Kompaktná jemnozrnná základná hmota rohovca s modrastými zrnkami kremeňa dáva hornine vzhľad čerstvého vulkanitu. Bližšie ku granitu sa okrem aktinolitu objavuje aj hornblend, ktorý vystupuje v podobe jemných šupín (pod 0,05 mm), vytvárajúcich škvrny lemované epidotom.

V súvislosti s intermediárnymi vulkanitmi so slabými prejavmi kontaktnej metamorfózy sme asi 2 km SZ od betliarskeho granitového telesa študovali horninu, ktorú tvorí plagioklas (45 %), aktinolit (25 %), hornblend (7 %), epidot (15 %), kremeň (7 %) a akcesórie biotitu, titanomagnetitu a rutilu. Idiomorfné až hypidiomorfné stĺpčekovité zrná plagioklasu, obsahujúce v strednej časti jemný agregát epidotu, pripomínajú magmatický plagioklas, ktorého bázickejšie jadro bolo rozložené na agregát epidotu s albitom. Hornblend je po

okrajoch topotakticky nahradený aktinolitom. Jemnošupinkovitá forma aktinolitu podobne ako v rohovcoch s hornblendom tvorí škvrny. Časté sú relikty po idiomorfne obmedzenom biotite, ktorý je už vybielený a obsahuje ihličky rutilu. Ak sa biotit zachoval, je hnedočervený. Zrná plagioklasu, hornblendu a biotitu sú orientované všesmerne v hornine.

Z kontaktnometasomaticky postihnutých kyslých vulkanitov z okolia humelského granitového telesa sa analyzoval muskovit a biotit. Tabuľkovitý muskovit má relatívne nižší podiel fengitovej molekuly ako jemnošupinkovitá forma vytvárajúca zhluky (obr. 2). Hnedý biotit má obsah TiO_2 1,74–2,48 % a pomer F okolo 53 %. Zelený biotit z metadacitu lokality Ďulapalag je bohatý na železo (F = 82–85 %) s obsahom TiO_2 pod 0,71 %. Hornblend z metadacitu lokality Čučmy zodpovedá horečnatému hornblendu (obr. 5) s nízkym obsahom TiO_2 (pod 0,35 %), $Na_2O + K_2O$ (pod 0,5 %) a Al_2O_3 (4,25– 6,31 %). Spolu s hornblendom vystupuje aktinolit až aktinolitický hornblend a epidot.

Hornblend, prítomný spolu s idiomorfným plagioklasom a biotitom (SZ od betliarskeho granitu), sa od predchádzajúceho hornblendu odlišuje hlavne vysokým obsahom TiO_2 (2,1 %), Al_2O_3 (9,6 %) a súčet $K_2O + N_2O$ sa v ňom pohybuje od 3,30–3,34 %. Podľa stupňa rekryštalizácie, štruktúry horniny a vysokého obsahu TiO_2 (obr. 6) najpravdepodobnejšie ide o magmatický hornblend, ktorý je po okrajoch topotakticky nahradený aktinolitom.

Podmienky metamorfózy

Regionálna metamorfóza

Najčastejším minerálom kyslých a intermediárnych hornín je kremeň, muskovit, chlorit, albit, miestami aj mikroklín. Takáto paragenéza minerálov je typická pre horniny metamorfované v chloritovej zóne fácie zelených bridlíc. Lokálnu prítomnosť biotitu spôsobuje vysoký obsah K_2O a nízky podiel CaO v hornine. Biotit tu vznikol už pri 330° C a neprezentuje podmienky biotitovej zóny, ktorá sa spravidla vymedzuje podľa prítomnosti biotitu v pelitických horninách. V nízkotlakových terénoch býva táto hranica ešte nižšia (Dobrecov et al., 1972).

Na základe podobnosti v zložení chloritoidu a jeho spoločného výskytu v kyslých metapyroklastikách a metasedimentoch v juhozápadnej časti gemerika (v podobe chloritoidovej zóny) možno predpokladať, že chloritoid v obidvoch typoch hornín vznikol súčasne a za rovnakých metamorfných podmienok. Pre vznik chloritoidu bohatého na železo sa predpokladajú v metapelitoch podmienky zodpovedajúce chloritovej zóne (320–380° C pri 300 MPa; Ashworth a Evirgen, 1984). Na teplotu metamorfózy zodpovedajúcu chloritovej zóne, príp. hranici chloritovej zóny a veľmi nízkoteplotnej metamorfóze (v zmysle Freya et al., 1987), môže poukazovať aj prítomnosť magmatického biotitu v ryolitoch. Prítomnosť reliktného kyanitu (Faryad a Dianiška, v tlači) čiastočne nahradeného andaluzitom, môže signalizovať strednotlakový charakter metamorfózy.

Problematická je genéza horniny s granátom, gruneritom, kremeňom, hematitom, magnetitom a biotitom z oblasti Helcmanoviec. Zvláštnosťou tejto paragenézy je, že železité kvarcity ani iné typy hornín, študované z banských diel a vrtov, takéto minerály neobsahujú. O železitom kvarcite ako protolite tejto horniny uvažujeme na základe podobnosti (okrem vysokého podielu Al_2O_3) v celkovom zložení horniny. Takáto paragenéza minerálov sa často opisuje z metamorfovaných železitých kvarcitov (Klein, 1982 a i.). Grunerit sa objavuje na úplnom začiatku biotitovej izogrády. V železitej formácii Negaunee zo severného Michiganu, ktorá je podľa Jamesa (1955) metamorfovaná blízko biotitovej zóny, opisuje Haase (1981) priechod zóny I (bohatej na stilpnomelán) do zóny II (bohatej na grunerit). Tlakové podmienky vzniku gruneritu nie sú dostatočne známe, avšak často sa opisuje z regionálne metamorfovaných terénov.

Kontaktná metamorfóza

Okrem častej prítomnosti biotitu sa kyslé a intermediárne vulkanity postihnuté kontaktnou premenou (zodpovedajúcou chloritovej zóne v metapelitoch) svojou minerálnou paragenézou od ich regionálne metamorfovaných derivátov neodlišujú. Vďaka vysokému obsahu K_2O a nízkemu podielu CaO, FeO a MgO obsahujú kyslé horniny vo vysokoteplotných častiach smerom ku granitu paragenézu kremeň, muskovit a biotit. Len v niektorých pyroklastických formách je andaluzit s biotitom a K-živcom. Spodná hranica vzniku tejto paragenézy sa pri tlaku 100–150 MPa (zodpovedajúcom 4–6 km hĺbky stuhnutia gemerických granitov; Faryad, 1990) predpokladá najmenej pri 450° C (obr. 7). Vznik hornblendu v intermediárnych horninách v súlade s poľami stability vápenatých amfibolov poukazuje na teplotu metamorfózy najmenej 500° C.

Záver

Metamorfné minerálne paragenézy a celkový metamorfný vývoj vrátane intenzity mladších tektonometamorfných procesov ukazujú, že kyslé a intermediárne vulkanity gemerika sú regionálne metamorfované v podmienkach chloritovej zóny

fácie zelených bridlíc. Metamorfóza v súlade s prítomnosťou kyanitu mala strednotlakový charakter. Zriedkavo je vďaka vysokému podielu K_2O v horninách vyvinutý biotit, ktorý na základe porovnávania s metamorfnými minerálmi v susedných sedimentárnych horninách nereprezentuje typickú biotitovú zónu fácie zelených bridlíc. Lokálne sa v kyslých ryolitoch zachoval magmatický biotit a v intermediárnych typoch aj hornblend.

Kontaktná metamorfóza do značnej miery ovplyvnila stavbu vulkanitov, a to hlavne už zbridličnatených pyroklastických variet. V porovnaní s ostatnými sedimentárnymi a bázickými horninami sa účinky kontaktných a metasomatických premien najlepšie odzrkadľujú v spevnení horniny a v tvorbe šošoviek a žiliek kremeňa, miestami aj mikroklínu a albitu v blízkosti granitu. To bol asi dôvod, prečo niektorí autori označili tieto horniny ako granitizované, resp. ako ruly či migmatity. S touto kategóriou sa niekedy spájajú aj niektoré výskyty subvulkanických až intruzívnych ekvivalentov kyslých vulkanitov, ktorých súčasná stavba je reliktnomagmatická a stupeň ich metamorfózy zodpovedá chloritovej zóne fácie zelených bridlíc.

Poďakovanie. Vzorky použité na štúdium odobral autor počas pôsobenia v Geologickom prieskume Spišská Nová Ves v rámci úlohy SGR-geofyzika. Použili sa aj vzorky z geofyzikálnych profilov dr. P. Greculu, DrSc. (hlavného riešiteľa úlohy SGR-geofyzika), ktorému patrí moje poďakovanie. Ďakujem aj pracovníkom Centrálneho laboratória elektrónovej mikrosondy Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave za ochotu a pomoc pri analýzach na mikrosonde.

Literatúra

Bajaník, Š., Hovorka, D., Miko, D. a Vozár, J. 1981: Predterciérny vulkanizmus Západných Karpát. *Paleovulkanizmus Západných Karpát. GÚDŠ, Konf., Symp., Semin., 27–39.*

Dianiška, I. 1983: Endo- a exokontaktné pomagmatické premeny granitoidov východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *[Kandid. dizert. práca.] 231.*

Dobrecov, N. L., Sobolev, V. S. a Chlestev, V. V. 1972: Facii metamorfizma umerennych davlenij. *Moskva, Nedra, 286.*

Faryad, S. W. 1990: Metamorfná stavba a vývoj gemerika. [Kandid. dizert. práca.] *Manuskript – Ústř. úst. geol. Praha, 167.*

Faryad, S. W. 1991a: Metamorfóza bázických hornín gemerika. *Mineralia slov., 23, 109–122.*

Faryad, S. W. 1991b: Metamorfóza sedimentárnych hornín staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia slov., 23, 315–324*

Faryad, S. W. a Grecula, P. 1984: Petrografia vulkanitov staršieho paleozoika gemerika v pruhu Mníšek n. Hnilcom–Štós. *Mineralia slov., 16, 313–328.*

Frey, M. 1987: Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *In: Frey, M. (Ed.): Low-temperature metamorphism. New York, Blackie, 9–58.*

Grecula, P. 1982: Gemericum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. – Monogr., Alfa Bratislava, 263.*

Gubač, J. 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 4, 279.*

Haase, C. S. 1981: Metamorphic petrology of the Negaunee Iron formation, Marguette District, Northern Michigan. Mineralogy, metamorphic reaction and phase equilibria. *Econ. Geol.*

James, H. L. 1955: Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan. *Geol. Soc. Amer. Bull., 66, 1 455–1 488.*

Klein, C. 1982: Amphiboles in iron-formations. In: Veblen and Ribbe (Ed.): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. *Rew. in Mineralogy, 9B, Mineral. Soc. Amer., 88–97.*

Kamenický, J. 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemeríd. *Geol. Práce, Zpr., 1.*

Kamenický, J. 1967: Predmezozoické komplexy. *In: M. Mahel (Ed.): Regionální geológie ČSSR, II. Západ. Karpaty, 1. Praha, Vyd. ČSAV, 42–59.*

Korikovskij, S. P. 1979: Faciji metamorfisma metapelitov. *Moskva, Nauka, 263.*

Leake, B. E. 1965: The relationship between composition of calciferous amphiboles and grade of metamorphism. *In: W. Pitcher and O. W. Fliun (Eds.): Controls of metamorphism. Edinburgh, 299–310.*

Snopko, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Západ. Karpaty, 7, GÚDŠ, 7–50.*

Varga, I. 1973: Mineralnye associacii regionalnovo metamorfizma i ich zonalnost v Spišsko-gemerskom rudohoriji. *Mineralia slov., 5, 115–134.*

Zoubek, V. 1953: Spišsko-gemerské rudohorie – záverečná zpráva za rok 1953. *Manuskript – Geofond Praha.*

Metamorphism of the Early Paleozoic salic to intermediate volcanic rocks

Rhyolitic to dacitic volcanics represent the more abundant lithological content of the Early Paleozoic sequences of the Gemeric unit. They comprise mainly of pyroclastic rocks, rarely lavas and occasionally also subvolcanic bodies. According to Bajaník et al. (1984) the volcanics are alternating with sedimentary rocks and occur in all lithostratigraphic formations. After Grecula (1982) the salic to intermediate volcanic rocks are prevailingly present in the Upper (Volcanic) Formation.

Petrography

Usually, lavas and subvolcanic rocks are devoid of schistosity. Beside quartz and feldspar phenocrysts, they rarely contain also magmatic biotite and hornblende. Pyroclastic rocks are well schistous and contain newly formed quartz, white mica, chlorite, albite, rarely biotite and microcline. Similarly to sedimentary rocks, the salic pyroclastics contain iron-rich chloritoid in the western part of Gemericum. It associates with quartz, white mica, albite and rutil. In one sample from Mníšek n/Hnilcom region also grunerite, almandine, quartz, hematite, magnetite and biotite were found. Apart from high Al_2O_3 content (about 7 percent), this rock has similar composition to iron-rich quartzite present in slices within dacitis pyroclastics. A paragenesis of actinolite with albite, epidote, chlorite, sphene and calcite was foud in strongly mylonitized dacite from this area.

Comparing the magmatic biotite with the metamorphic one, the last is poor in TiO_2 and MgO (Fig. 2) White mica associating with chloritoid is rich in muscovite constituent. Phengite-rich white mica is present in dacitic rocks containing chlorite and biotite. Chloritoid in the rock is of similar composition as the chloritoid in sedimentary rocks of this area (Fig. 4).

Volcanic rocks overprinted by contact metamorphism in the low-temperature zone contain similar mineral assemblages as their regional metamorphosed equivalents. The main difference is in metamorphic fabric and intesity of recrystallization. Towards granite the rocks obtain gneiss-like appearance containing quartz, albite, microcline and turmaline veinlets usually oriented along schistosity. In salic rocks from Humel locality the K_2O, Al_2O_3, Rb and TiO_2 contents are increasing towards the granite. In the high temperature contact zone, the salic rocks rarely contain andalusite and apatite with rutile inclusions. A relic kyanite partly replaced by andalusite and muscovite was found in a sample of pyroclastics. Actinolite, apalite and occasionally also hornblende occur in dacitic rocks.

Conditions of metamorphism

Metamorphic mineral assemblages in salic to intermediate volcanic rocks indicate, in consistence with results of the author from sedimentary and mafic rocks (Faryad, in print), that the Early Paleozoic sequences underwent metamorphism under the chlorite zone of greenschist facies conditions. The occurence of kyanite indicates medium-pressure character of this metamorphic event. Rare occurrences of biotite are due to high-K_2O contents in volcanic rocks in which biotite appears almost at 330 °C (Korikovsky, 1979) and it not represent the biotite zone limited according to mineral assemblage in metapelite. Klein (1982) found grunerite to occur in transitional zone between stilpnomelane and biotite zones within iron-rich formation. The pelitic and psamitic rocks occurring nearby the iron-quartzite from with grunerite Mníšek n/Hnilcom contain no biotite.

In contrast to pelitic rocks usualy occurring in tectonic contacts with granitoids (the high-temperature zone is then reduced), the intrusive contact of granite with volcanic rocks can be observed in several places. Extensive postmagmatic-hydrothermal alterations (creating quartz, albite, turmaline and microcline in veinlets) result replacing the high-temperature minerals. Occurrences of andalusite with biotite indicate however that the temperatures were at least 450 °C (Fig. 7). Such temperatures (about 500 °C) can be estimated also from the stability field of hornblende (Maruyama et al., 1983).

Mineralia slovaca, 23 (1991), 333–338

Hĺbková zonálnosť tvorby uhľovodíkov – východisko prognózovania ropy a plynu v sedimentárnych bazénoch

FRANTIŠEK ČECH[1], KONSTANTIN VLADIMIROVIČ FOMKIN[2], JURAJ FRANCŮ[3]

[1] Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2] Slovenský geologický úrad, Bukureštská 4, 817 62 Bratislava
[3] Ústřední ústav geologický, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(Doručené 5. 4. 1991)

Depthward zonality of hydrocarbon generation as a base for oil and natural gas forecasts in sedimentary basins

The paper assumes probable causal relations of actual worldwide views on depthward zonality of oil and natural gas generation which are decisive for occurrence and conditions of appearance in the Earth's crust. This opens great possibilities so in the sphere of modelling hydrocarbon generation processes as the conditions of creating their accumulations. This can be used as one of most important criterions for the forecasts for oil and natural gas in sedimentary basins.

Úvod

V súčasnosti je známych okolo 200 sedimentárnych panví v morských a suchozemských častiach zemskej kôry s preukázateľnou ekonomickou zásobou ropy a plynu. Tieto panvy sa navzájom odlišujú nielen rozlohou, morfológiou a mocnosťou sedimentárnej výplne, ale aj tektonickým štýlom, rýchlosťou subsidencie podložia a akumulácie sedimentov, ako aj históriou postsedimentárnych premien. Z rozboru veľkého množstva údajov z celého sveta vyplýva zákonitosť, podľa ktorej sa tvorba ropy a plynu viaže na charakteristické hĺbkové zóny určované genetickým typom panvy.

Geotektonické faktory

Panvy vzniknuté na starých a mladých platformách sa vyznačujú relatívne neveľkou mocnosťou sedimentárnej výplne (do 3–4 km). Hlavná časť ložísk ropy sa v nich vyskytuje v hĺbke 1–4 km. Čím sú sedimenty výplne mladšie, tým väčší je hĺbkový interval roponosných súvrství. Ložiská plynu sa viažu na hĺbku 1 500–2 000 m.

Panvy so zložitejším geodynamickým vývojom, spätým s mobilnými zónami okrajov väčších tektonických blokov, medzihorskými a čelnými depresiami, sa spravidla vyznačujú veľkou mocnosťou sedimentárnej výplne (10–12, v niektorých prípadoch aj viac km). Ložiská ropy a plynu v takýchto typoch panví sú v hĺbke 5–6 km, výnimočne aj hlbšie.

Napriek veľkej rozmanitosti a odlišným špecifickým črtám panví v každej z nich možno v rámci sedimentárnej výplne vyčleniť dominantný komplex hornín, ktorého objem prevyšuje 50 % celkového objemu sedimentov a ktorého rýchlosť akumulácie je voči ostatným súvrstviam podstatne vyššia. To má veľký praktický význam, pretože hlavná časť zásoby uhľovodíkov sa v oblastiach platforiem, okrajových depresií a medzihorských panví viaže práve na takéto komplexy.

Výnimky z tejto zákonitosti sa uplatňujú vtedy, keď sú dominantné komplexy chudobné na nádržné horniny a bohaté na mocné monotónne pelitické a evaporitové súvrstvia fungujúce ako migračné bariéry. V takých prípadoch je vyššia pravdepodobnosť vzniku akumulácií ropy a plynu v podložných súvrstviach.

Zdrojové horniny

Dominantné komplexy sú z hľadiska vzniku a akumulácie uhľovodíkov perspektívne aj preto, že vznikajú v čase veľkých transgresií spätých s rozvojom biologickej aktivity, ako aj s priaznivými podmienkami na nahromadenie a prekrytie organických látok z odumretých organizmov sedimentami.

Roponosnosť a plynonosnosť zdrojových hornín faciálne určuje koncentrácia a typ organických látok rozptýlených v sedimentoch (kerogénu). Skúsenosti potvrdzujú, že vznik ekonomicky významného množstva uhľovodíkov možno očakávať v horninách, kde je obsah organického uhlíka vyšší ako 0,5 % (Hunt, 1979).

Podľa terénneho geochemického výskumu aj laboratórnych experimentov vlastný proces tvorby

ropy a plynu spočíva v termickej degradácii (dozrievaní) kerogénu (Vassojevič et al., 1969; Kontorovič a Trofimuk, 1976; Tissot a Welte, 1978; Hunt, 1979; Lopatin, 1983). Táto degradácia prebieha v niekoľkých základných štádiách a podľa nich sa postsedimentárny vývoj hornín člení na:

- diagenézu do niekoľko sto metrov,
- protokatagenézu pri teplote do 50 °C,
- mezokatagenézu pri 50–150 (200) °C, do ktorej patrí aj hlavná fáza tvorby kvapalných uhľovodíkov,
- apokatagenézu pri teplote vyše 200 °C.

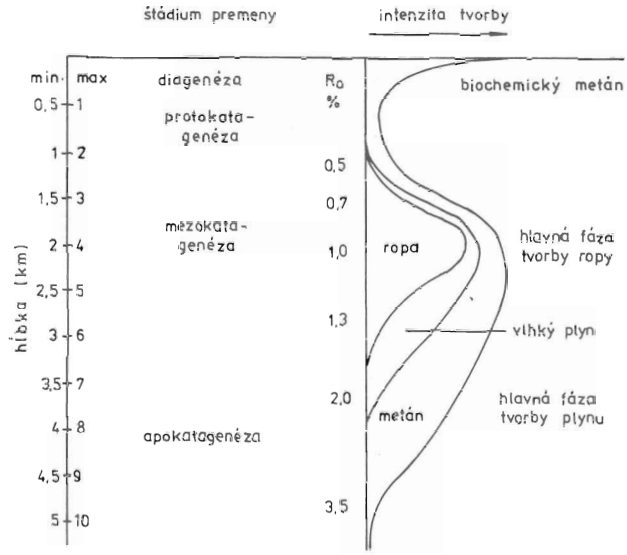
Stupeň tepelnej premeny sa však častejšie ako absolútnou teplotou vyjadruje pomocou rozličných indikátorov, z ktorých najpoužívanejším je odraznosť vitrinitu (mikroskopicky určiteľnej zložky kerogénu a uhlia). Prehľad ďalších indikátorov miery katagenetickej premeny uvádza napr. Heroux et al. (1979), z československých autorov napr. Müller (1984). Zmenu intenzity tvorby ropy a plynu v katagenetických štádiách schematicky znázorňuje obr. 1 (Vassoevich et al., 1974).

V diagenetickom štádiu nastáva v hĺbke do niekoľko sto metrov najvýraznejší pokles pórovitosti. V zložení organických látok dominujú humínové kyseliny a im príbuzné zlúčeniny. Ich rozkladom sa do prostredia uvoľňuje CO_2 a metán ako produkt mikrobiálnej aktivity v anaeróbnych podmienkach.

V ranom katagenetickom štádiu uvoľňovanie CO_2 ustáva, obsah humínových látok v sedimentoch klesá a začínajú sa tvoriť uhľovodíky, najmä ak je kerogén sapropelového typu.

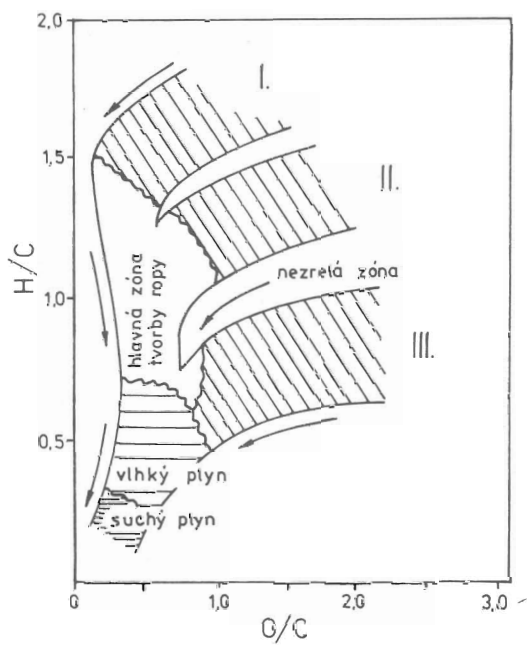
Hlavná fáza tvorby ropy nastáva v mezokatagenéze termokatalytickým štiepením polymérnych makromolekúl kerogénu na mobilné molekuly uhľovodíkov za vzniku karbonifikovanejšieho reziduálneho kerogénu. Zdrojové horniny majú v zrelom štádiu niekoľkonásobne vyššiu koncentráciu bitúmenových látok extrahovateľných chloroformom. Ich prvotná migrácia zo zdrojových do zberných hornín nastáva väčšinou krátko po ich vzniku a prejavuje sa výrazným zvýšením koncentrácie uhľovodíkových látok vo vrstvovej vode zberných hornín.

Súčasne s tvorbou kvapalných uhľovodíkov vzniká aj plyn, v pokročilejšej mezokatagenéze intenzívnejšie. Kým na začiatku hlavnej fázy tvorby ropy sa z kerogénu odštiepujú najmä vyššie molekulárne naftenické látky, v neskoršej sa uvoľňujú prevažne molekuly alifatických uhľovodíkov. Fáza tvorby ropy prechádza do fázy kondenzátu a plynu (obr. 1). V apokatagenetickom štádiu môže v zdrojových horninách vznikať len suchý plyn – metán. Ten sa od biochemického (diagenetického) metánu ($\delta^{13}C = -55$ až -75 ‰) výrazne odlišuje ťažším izotopickým zložením ($\delta^{13}C = -20$ až -35 ‰; Tissot a Welte, 1978). Pre hlavnú fázu



Obr. 1. Schematické znázornenie vertikálnej zonality tvorby uhľovodíkov pri postsedimentárnej premene zdrojových hornín ropy a plynu (Vassoevich et al., 1974). R_o – odraznosť vitrinitu.

Fig. 1. Scheme of vertical zonality of hydrocarbon generation during post-sedimentary alteration of source rocks of oil and natural gas (Vassoyevich et al., 1974). R_o – vitrinite reflectance.



Obr. 2. Schéma vývojových ciest základných typov kerogénu (Tissot a Welte, 1978) v diagrame van Krevelena. H/C a O/C – atomárne pomery vodíka a kyslíka v kerogéne. Typy kerogénu: I – riasový, sapropelový (silne mikrobiálne prepracovaná biomasa), jazerná fácia; II – morský fytoplanktonický a zooplanktonický (najčastejší zdroj ropy a plynu); III – humusový (uhoľný) detrinit kontinentálneho rastlinstva, zdroj plynu.

Fig. 2. Scheme of evolution paths for main kerogene types (Tissot. Welte. 1978) in a diagram by van Krevelen. H/C and O/C – atomic ratio of hydrogene and oxigene in kerogene, kerogene type: I – algal, sapropelic (biomass microbiotically strongly reworked), lacustrine facies, II – marine phyto- and zooplanctonic (most frequent source of oil and natural gas), III – humusic (coaly) detrinite of continental plants, source of natural gas.

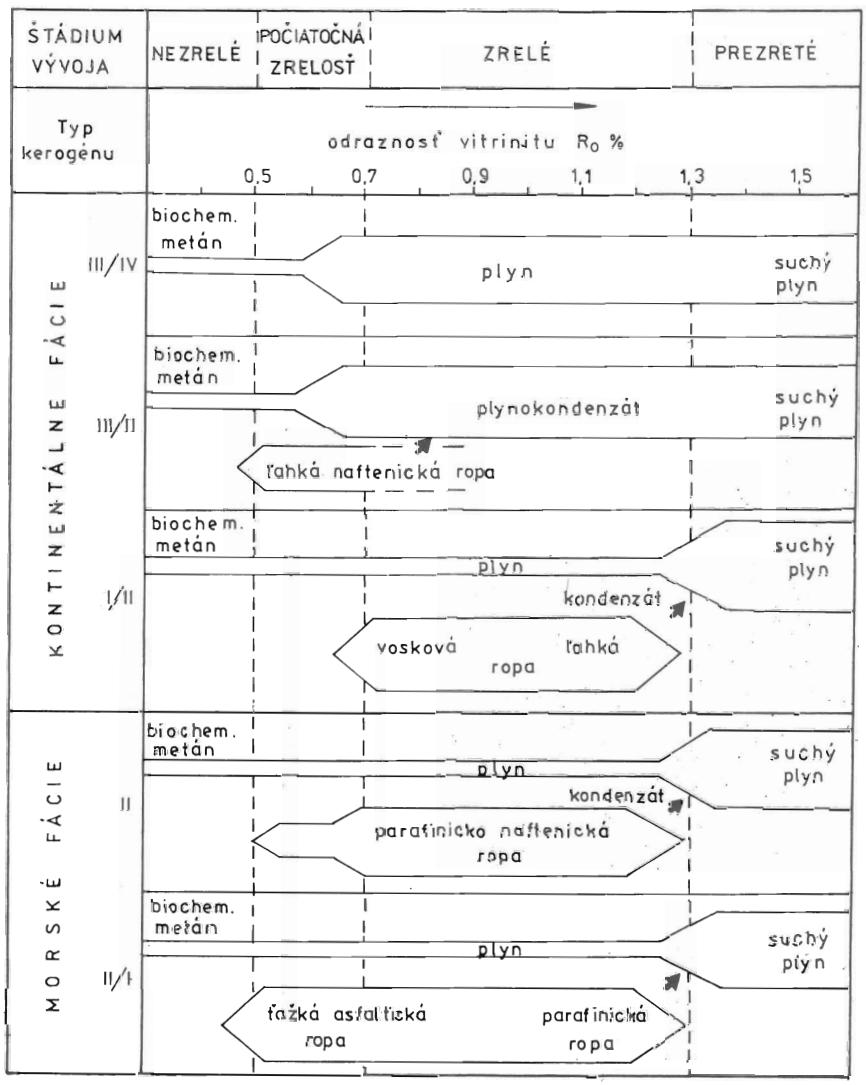
tvorby plynu je charakteristická zvýšená nasýtenosť vrstvovej vody zberných hornín plynom.

Sprievodnými produktmi termokatalytického rozkladu kerogénu sú v apokatageneticko m štádiu CO_2, H_2S a N_2, pričom sírovodík postupne prevláda nad metánom.

Pri zdrojových horninách ropného typu sa v rámci katagenetického vývoja vyčleňuje hlavná fáza tvorby ropy (mezokatagenéza MK_{1-2}), ktorá prebieha pri pochovávaní sedimentov do hĺbky 1,5–3 km (v oblastiach s nízkym geotermickým gradientom 3–6 km), a hlavná fáza tvorby plynu (mezokatagenéza MK_{4-5} až apokatagenéza, obr. 1).

Typ kerogénu a jeho mikrobiálne prepracovanie krátko po sedimentácii silno vplývajú na to, či je výsledným produktom dozrievania ropa alebo iba plyn, a súčasne aj na počiatočnú a koncovú teplotnú hranicu hlavnej fázy tvorby kvapalných či plynných uhľovodíkov.

Vplyv organickej fácie na dozrievanie zdrojových hornín znázorňuje obr. 2 a 3. Na prognózu



Obr. 3. Interval hlavnej fázy tvorby a zloženie uhľovodíkov pri dozrievaní rozličných typov kerogénu zdrojových hornín. Kontinentálne fácie: typ III/IV – humusový (vitrinit, inertinit) bez bakteriálnej aktivity, rieky a delty; III/II – humusový typ (vitrinit, inertinit + resinit), delta a prodelta; I/II – liptinitový (rastlinný detrit silne bakteriálne rozložený + bakteriálna biomasa + jazerné riasy), lakustrinná fácia. Morské fácie: typ II – riasový (v karbonátoch bohatší na síru), nevetrané panvy; typ II/I – riasový + fytoplanktón, obohatené sírou bakteriálnou aktivitou, hypersalinná fácia (upravené podľa Powella a Snowdona, 1983).

Fig. 3. Interval of the main phase of hydrocarbon generation and composition during the ageing of different kerogene types in the source rocks. Continental facies: type III/IV – humusic (vitrinite, inertinite) without bacterial activity, rivers and deltas, III/II – humusic type (vitrinite, inertinite and resinite), delta and prodelta, I/II – liptinitic type (plant detritus strongly bacterially decomposed + bacterial biomass + limnic algaeń, lacustrine facies. Marine facies: type II – algal (more sulphur-rich in carbonates), non-aerated basins, type II/I – algal + phytoplanctonic, enriched in sulphur due to bacterial activity, hypersaline facies (after Powell and Snowdon, 1983, modified).

typu uhľovodíkov a hĺbku zóny ich maximálneho vzniku je preto dôležitý detailný geochemický výskum biologického pôvodu aj stupňa premeny kerogénu v zdrojových horninách.

Ak sediment obsahuje kerogén bohatý na vodík riasového (morského) alebo sapropelového pôvodu, stáva sa pri dozrievaní výdatným zdrojom ropy aj plynu (obr. 2). Ak zdrojové horniny obsahujú len organické látky humusového typu, pri dozrievaní sa netvorí ekonomicky významné množstvo ropy, lebo štruktúra kerogénu tohto typu na to nevytvára predpoklady. Vo vrcholnom zrelom štádiu sa tvorí vlhký plyn s prímesou gazolinických uhľovodíkov.

Častým predmetom úvah je ranodiagenetický biochemický metán (obr. 3 – bio. m.) a možnosť vzniku jeho ekonomických akumulácií. Veľa autorov predpokladá, že sa takýto metán z väčšej časti rozptýli a unikne zo sedimentov do atmosféry. Ale izotopický výskum poskytol dôkazy, že v niektorých prípadoch pri dobre tesniacich horizontoch (napr. evaporitoch) a štruktúrach môžu vzniknúť ložiská plynu aj z diagenetického a ranokatagenetického metánu. Za istých podmienok sa takýto metán môže dlhodobo viazať vo forme plynohydrátov, ktoré pri rozpade uvoľňujú mimoriadne veľké množstvo plynu, čo zvyšuje pravdepodobnosť jeho akumulácie.

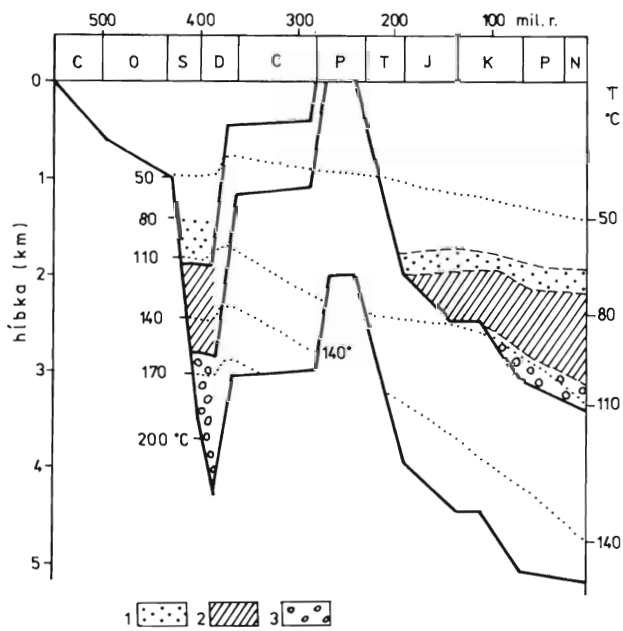
Modelovanie katagenetickej histórie

Moderné metódy prognózovania ropného a plynového potenciálu určitého regiónu sú založené na syntéze výsledkov paleogeografie, sedimentológie, štruktúrnej geológie, geofyziky a geochémie interpretovaných formou matematických modelov vývoja panví z geologických aspektov. Dôležitou súčasťou takéhoto komplexného prístupu je modelovanie tepelnej histórie a vývoja katagenetickej zonálnosti sedimentárnych súvrství v priestore a čase. Jeho cieľom je v časových rezoch a mapách zobraziť, kedy a v akej hĺbke sa začali tvoriť kvapalné a plynné uhľovodíky a odkiaľ možno odvodzovať ich migráciu. Takéto podklady možno ďalej konfrontovať s existenciou migračných ciest a so vznikom pascí.

Výskumy ukázali, že začiatok a koniec hlavnej fázy tvorby ropy nezávisí iba od teploty, ale aj od času efektívneho pôsobenia maximálnej teploty. Fakt, že dlhodobé vystavenie hornín relatívne nižšej teplote môže mať podobný účinok na ich premenu ako krátkodobý ohrev pri vyššej teplote, čiže schopnosť času kompenzovať teplotu potvrdzuje aj skúsenosť, že začiatok zóny hlavnej fázy tvorby ropy sa v starých (paleozoických) formáciách pozoruje pri nižšej teplote (50–60 °C), kým v panvách s mezozoickou výplňou pri 60–70 °C a v niektorých terciérnych panvách s vysokou rýchlosťou akumulácie sedimentov až pri 90–100 °C (Tissot a Welte, 1978; Lopatin, 1983).

Na rekonštrukciu katagenetickej premeny sedimentárnych hornín sa dnes používajú modely zohľadňujúce rýchlosť a hĺbku pochovania súvrství, ich prípadný výzdvih do menšej hĺbky spätý s eróziou a zmeny geotermického gradientu v čase. Materské horniny dozrievajú najintenzívnejšie v etape pochovávania. Naproti tomu v regiónoch, v ktorých nastal inverzný pohyb – výzdvih a denudácia, sa horninové komplexy ochladzujú a proces tvorby uhľovodíkov sa zastavuje. Zdrojový potenciál takýchto súvrství pritom nemusí byť celkom vyčerpaný. Obnaženie časti nadložia a tektonické porušenie geologického celku pravdepodobnosť úniku vzniknutých uhľovodíkov a ich rozptýlenia zvyšuje. Akumulácie sa však aj v takýchto terénoch vyskytujú v prípadoch, keď sa neporušili pasce vzniknuté pred inverznou tektonikou.

Príklad modelovej rekonštrukcie hĺbkovej a tepelnej histórie vybraného geologického profilu, pri ktorom dve obdobia subsidencie prerušil výzdvih, je na obr. 4 (Poľster et al., 1984). Z modelu



Obr. 4. Schéma evolúcie hĺbky pochovania a vertikálnej katagenickej zonálnosti tvorby uhľovodíkov (gdanská depresia, zjednodušené podľa Poľster et al., 1984). Zóny aktívnej tvorby: 1 – raná, počiatočná zrelosť, 2 – hlavná fáza tvorby ropy, 3 – hlavná fáza tvorby plynu (hranice vypočítané metódou SIT – sumárneho impulzu tepla). Pri výzdvihu sa stupeň premeny hornín nemení, ale tvorba uhľovodíkov sa zastavuje.

Fig. 4. Evolution scheme of burial and vertical catagenic zonality of hydrocarbon generation (Gdansk depression, simplified from Polster et al., 1984). Zones of active generation: 1 – early maturation, 2 – main phase of oil generation, 3 – main phase of natural gas generation (limits calculated by summary impulse of temperature, SIT method). During the ascent the alteration degree of rocks is unchanged but hydrocarbon generation ceases.

vyplýva dôležitý fakt, že paleozoické sedimenty dosiahli kritickú teplotu umožňujúcu tvorbu ropy prvý raz v silúre a devóne a po druhý raz v mezozoiku. Ich zdrojový potenciál na tvorbu ropy sa však vyčerpal pri prvom pochovaní a do mezozoického obdobia už vstupovali s reliktnou premenou. Opätovné ponorenie paleozoických sedimentov do teplotnej zóny 50–60 °C v mezozoiku už neviedlo k tvorbe ropy. Ďalšiu premenu týchto súvrství a tvorbu neskorokatagenetického metánu mohla vyvolať až teplota prevyšujúca maximálnu teplotu pochovania pred eróziou.

Štúdium a modelovanie vývoja vertikálnej katagenetickej zonálnosti rieši otázky podmienok na tvorbu uhľovodíkov v zdrojových horninách. Ale rozmiestnenie kvapalných a plynných uhľovodíkov v ložiskách sa od tejto zonálnosti v dôsledku migrácie môže dosť odlišovať. Pri vzájomnom striedaní sa zdrojových, zberných a tesniacich hornín môžu byť ložiská v blízkosti zrelých zdrojových hornín. Často sa nachádzajú 0,5–1,5 km nad hlavnou zónou tvorby ropy (Hunt, 1979; Poľster et al., 1984). Pri rýchlom pochovaní a dobrej priepustnosti zberných hornín, ako aj pri ich priaznivom priestorovom rozložení môžu uhľovodíky migrovať na vertikálnu vzdialenosť vyše 4 km. Podľa najnovšej interpretácie je príkladom na to viedenská panva (Ladwein, 1988), kde ropa vznikajúca v autochtónnych vrchnojurských obalových jednotkách Českého masívu v hĺbke 4–6 km migrovala cez mezozoické príkrovy Vápencových Álp až do neogénnych nádržných hornín a tam vytvorila ekonomické ložiskové akumulácie.

Smer migrácie uhľovodíkov v prvom rade závisí od smeru poklesu vrstvového tlaku fluíd. V jemnozrnných horninách podstatnú časť objemu tvoria ílové minerály. Tie pri diagenéze a katagenéze strácajú medzivrstvovú vodu. Okrem toho sa v pelitoch v porovnaní so psamitmi uchovali vyššie koncentrácie organických látok, ktoré pri dozrievaní uvoľňujú uhľovodíky a niektoré iné plyny. Pri pochovávaní a katagenéze psamiticko-pelitických súvrství preto migrovali fluidá z jemnozrnných do hrubozrnných hornín, kde je katagenetická tvorba fluíd podstatne menej intenzívna, a tým aj ich tlak relatívne nižší.

Ak boli zdrojové horniny v spodnej časti mocného pelitického komplexu nad priepustnejšími, napríklad rozpukanými, dávnejšie konsolidovanými horninami, migrácia neprebiehala zdola nahor v smere poklesu geostatického tlaku a teploty, ako je to v dobre drenážovaných komplexoch, ale čiastočne smerom do hĺbky, a hlavne horizontálne v smere z centra k okrajom depresie či panvy.

Migráciu neovplyvňujú len katagenetické, ale aj tektonické procesy, zlomová aktivita a zemetrasenia, ktoré otvárajú migračné cesty a môžu vzhľadom na hĺbkové zóny tvorby uhľovodíkov vyvolať zdanlivo anomálne rozloženie ložísk ropy a plynu.

Tak ako možno pozorovať počiatočné a konečné hranice tvorby ropy a plynu, sú aj hranice uchovania („prežitia“) istého typu uhľovodíkov v nádržných horninách. Z celosvetovej štatistiky vychodí, že sa ložiská ropy vyskytujú do teploty 140–160 °C a pri vyššej teplote miznú, presnejšie povedané ropa sa v nich mení na plynokondenzát a neskôr až na suchý plyn (Vassoevich et al., 1974; Tissot a Welte, 1978). Pretože rozklad (krakovanie) uhľovodíkov má svoju chemicko-kinetickú podstatu, závisí podobne ako dozrievanie zdrojových hornín od teploty aj času. Ak pochovávanie sedimentov prebieha do väčšej hĺbky a teploty pomaly (napr. v platformových oblastiach) a efektívna doba pôsobenia tepla predstavuje stovky miliónov rokov, zánik kvapalných uhľovodíkov možno pozorovať pri nižšej súčasnej teplote ako v prípadoch mladých, rýchlo pochovávaných súvrství, v ktorých procesy krakovania „zaostávajú“ za teplotou hornín.

V súvrstviach, ktoré dosiahli neskorokatagenetické štádium premeny zodpovedajúce antracitu, je z voľných uhľovodíkov stabilný len suchý plyn (metán). V dôsledku vyššieho tlaku sa plyn rozpúšťa vo vrstvovej vode a v prípade hermetickej tesnosti (napr. pod evaporitovými horizontmi) môže vytvárať vysoko nasýtený hydrodynamický systém. Takéto podmienky sú pri geotermickom gradiente 3,6 °C/100 m v hĺbke väčšej ako 4–5 km. V panvách s mocnou sedimentárnou výplňou najmä mezozoického a terciérneho veku celkové zásoby plynu rozpusteného vo vode zvyčajne vysoko prevyšujú ložiskové akumulácie plynu.

Deficit pružnosti plynov rozpustených vo vode býva minimálny a tlak nasýtenia sa približuje hodnote vrstvového tlaku. Preto sa aj pri malom poklese tlaku, napríklad pri erózii nadložia, vylučuje z vrstvových roztokov plyn, ktorý môže vytvoriť aj ekonomicky významné ložiskové akumulácie. Poznanie pohybov zemskej kôry v spojitosti s vrstvovým tlakom fluíd, hlavne vystriedanie subsidencie regionálnym výzdvihom, má preto pre prognózy výskytu ložísk plynu v takýchto oblastiach veľký význam.

Modelovanie katagenetickej tvorby uhľovodíkov pri dozrievaní kerogénu v zdrojových horninách, ich migračnej redistribúcie a rekonštrukcia paleotlakových podmienok sú dôležitou súčasťou prieskumu ropy a plynu. Výsledky takéhoto výskumu majú oveľa väčší praktický význam, ak sa interpretujú v rámci komplexnej analýzy vývoja panví a nadväzujú na štruktúrny a sedimentologický výskum. Vtedy môžu riziko neúspechu pri hľadaní ložísk znížiť a prispieť k efektívnejšiemu rozmiestneniu ďalšej prospekcie v lokálnom aj regionálnom meradle.

Literatúra

Heroux, Y., Chagnon, A. and Bertrand, R. 1979: Compilation and correlation of major thermal maturation parameters. *Amer. Assoc. Petrol. Geologist Bull., 63, 2 128–2 144.*

Hunt, J. M. 1979: Petroleum geochemistry and geology. *San Francisco, W. H. Freeman and Co., 617.*

Kontorovič, A. E. and Trofimuk, A. A. 1976: Litogenez i neftegazoobrazovanije. *In: Gorjučije iskopajemyje. Dokl. sov. geol. na XXV. sessii Meždunarod. geol. kongr., Moskva, 19–37.*

Lopatin, N. V. 1983: Obrazovanije gorjučich iskopajemych. *Moskva, Nedra, 191.*

Müller, P. 1984: Kerogén – zdroj uhlovodíků. *Zem. Plyn Nafta, 29, 4, 485–518.*

Poľster, L. A., Viskovskij, Ju. A., Nikolenko, V. A., Sadykova, P. I., Šeremeťjev, Ju. F. and Šustova, L. G. 1984: Istoriko genetičeskij metod ocenki perspektiv neftegazonosnosti. *Moskva, Nedra, 199.*

Powell, T. G. and Snowdon, L. R. 1983: A composite hydrocarbon generation model. Implication for evaluation of basins for oil and gas. *Berlin, Erdöl u. Kohle–Erdgas–Petrochemie–Brennstoff-Chemie, 36, 4, 163–170.*

Tissot, B. and Welte, D. 1978: Petroleum formation and occurrence. *Berlin, Springer Verlag, 537.*

Vassojevič, N. B., Korčagina, Ju. I., Lopatin, N. V. Černyšev, V. V. 1969: Glavnaja faza nefteobrazovanija. *Vest. Mosk. Univ., Ser. Geol., 4, 6, 3–27.*

Vassoevich, N. B., Akramkhodzhaev, A. M. and Geodekyan, A. A. 1974: Principal zone of oil formation. *In: B. Tissot, F. Bienner (Eds.): Advances in organic geochemistry 1973. Technip, Paris, 309–314.*

RECENZIA

M. Kužvart: **Kámen ve službách civilizace.** 1. vyd. Praha, Academia, nakladatelství Československé akademie věd, 1990. 269 s., 70 obr.

Recenzovaná publikácia doc. RNDr. Miloša Kužvarta, CSc., prednášateľa nerudných surovín na Karlovej univerzite v Prahe, sa zaoberá významom využívania nerastných surovín od praveku vo všetkých známych civilizáciách – Mezopotámie, Egypta, Malej Ázie, Palestíny – Fenície, Kréty, Mykén, Grécka, Ríma, Európy, obidvoch amerických kontinentov, ba aj vesmíru.

Dielo zahŕňa poznatky geológie, mineralógie, montanistiky, geofyziky, ekológie, ale aj archeológie, histórie umenia a architektúry, lingvistiky, literárnych vied, filozofie, ekonomiky a pod. Priamo či nepriamo sa dotýkajú nerastných surovín a ich využívania.

Práca sleduje vzťahy medzi nerastnými surovinami a geológiou na jednej strane a rozvojom civilizácií na druhej, podčiarkuje význam surovín pre obchod, vedu alebo odvetvia výroby, ako je napr. klenotníctvo, alchýmia, medicína, technika, energetika a i. Podáva náčrt zužitkúvania nerastných surovín v minulosti podľa písomných pamiatok Sumérov, podľa Starého zákona, literárnych diel antického Grécka, Ríma, islámu, európskej umeleckej literatúry a kultúry. Do tohto kontextu autor organicky zapája aj výtvory českého stavebníctva a sochárstva.

Kniha sa dotýka aj otázok rozličných interdisciplinárnych sfér, napr. prírodného atómového reaktora Oklo v Gabune, meteoritov, tektitov, vymierania niektorých živočíšnych druhov na Zemi. Spomína aj najhlbšie vrty, využívanie geológie vo vojnovej technike stredoveku a novoveku.

V záverečnej kapitole autor načrtáva vývoj civilizácií, a to v súvislosti s takými javmi a problémami, ako je skleníkový efekt, ozónová vrstva Zeme, zemetrasenia, ekológia z hľadiska ťažby nerastných surovín v 21. stor. aj v ďalekej budúcnosti.

Publikáciu bohato a vhodne ilustrujú obrázky, fotografie najzaujímavejších hmotných pamiatok (sôch, stavieb, obrazov), mapy, grafy, schémy, tabuľky, rezy a pod.

Prehľad ľudských civilizácií na Zemi obsiahnutý v diele môže dobre poslúžiť na doplnenie vedomostného potenciálu profesionálnych geológov, ale aj všetkých záujemcov o hmotnú kultúru sveta od najstarších čias po súčasnosť. Množstvo citácií známych filozofov, umelcov, vedcov, politikov, historikov a spisovateľov dáva publikácii hlbší filozofický zmysel a organicky včleňuje poznatky geológie o nerastných surovinách do kontextu vývoja ľudstva vo všetkých jeho civilizačných stupňoch.

Ján Ilavský

Mineralia slovaca, 23 (1991), 339–345

Bazanitová dajka v granodiorite pri Dúbrave (Nízke Tatry)

JÁN SPIŠIAK[1], MILAN ARVENSIS[2], MÁRIA LINKEŠOVÁ[2], PAVEL PITOŇÁK[1], FRANTIŠEK CAŇO[3]

[1] Geologický ústav SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
[2] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica
[3] Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 26. 11. 1990, revidovaná verzia doručená 30. 1. 1991)

Basanite dyke in granitoids near Dúbrava, Low Tatra Mts., Central Slovakia

Basanite dykes were found to occur in granitoids of the Kraľovianka valley in the Low Tatra Mts. The dyke rock is aphanitic, rarely amygdaleous and the texture is porphyric with fine-grained devitrified groundmass. Phenocrysts are mainly zonal hornblende (kaersutite), pseudomorphs after clinopyroxene and olivine are but rarely observable. The rock has specific chemical composition influenced by assimilation processes of xenoliths with variable composition. Felspar-rich and carbonatic xenoliths have been identified. Composition of petrogenous, trace and REE elements refer to basanite. The dyke rocks correspond with Mesozoic basalts in the surrounding units.

Úvod

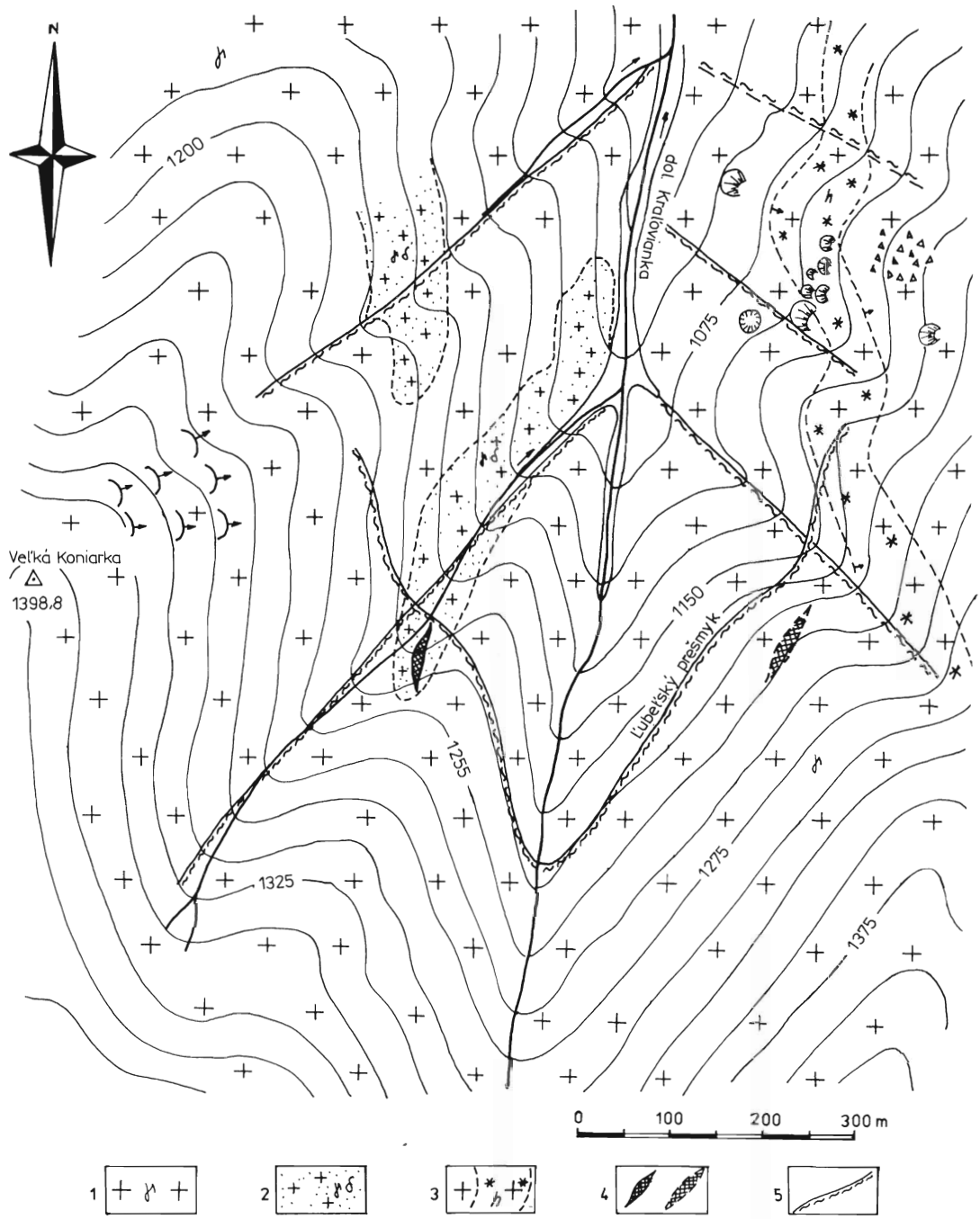
Na severných svahoch Nízkych Tatier bolo doteraz známych niekoľko telies bázických vulkanitov. Tie vystupujú v mezozoických sedimentárnych sekvenciách a podrobne ich opísal Koutek (1931), Sladký (1938), Bujnovský et al. (1981), Hovorka a Spišiak (1989) a i. Novšie bola z tejto oblasti opísaná dajka olivinického kersantitu zo štôlne Dúbrava-Ľubelská (Hovorka et al., 1982). Dajka má mocnosť 10 cm, vystupuje v ďumbierskom granodiorite a viaže sa na výraznú zlomovú zónu. Autori (l. c.) ju geneticky spájajú s lamprofýrovými horninami ďumbierskej zóny (Koutek, 1931; Kamenický, 1962; Hovorka, 1967; Krist, 1967), ale výrazne sa od nich odlišuje chemickým zložením a niektorými petrografickými charakteristikami.

Pri mapovacích prácach v doline Kráľovianka (obr. 1) sme našli v sutine úlomky sivých jemnozrnných bázických hornín. V kopaných ryhách sa podarilo odkryť dajku bazaltu mocnosti cca 30 cm (obr. 2). Dajka sa nachádza v leukokratných strednozrnných silne alterovaných granitoch.

V spodnej časti odkryvu je obmedzená tektonicky. Styk s granitom je ostrý, bez výraznej kontaktnej aureoly. Je zrejmé, že tepelná kapacita dajky už nebola veľká a chladnutie bolo rýchle. Svedčí o tom aj jej štruktúra. Okrem odkryvu v ryhe možno v širšom okolí (aj na sz. svahu) nájsť úlomky identických hornín. Na základe našich štúdií tu ide o viac dajok, ale silné zasutinatenie terénu nedovoľuje presnejšie ich identifikovať.

Petrografia a mineralógia

Na štúdium sme odobrali vzorky zo stredu a okraja dajky (obr. 2) a rozličné typy bazaltov zo sutiny. Petrograficky ide o tmavosivé, afanitické horniny. Niektoré horniny majú mandľovcovú textúru, pričom mandle vypĺňa hlavne karbonát a chlorit (obr. 4). Hornina má porfyrickú štruktúru s výrastlicami amfibolu a klinopyroxénu (prípadne olivínu). Klinopyroxény (a olivíny) pri následných procesoch úplne zatlačil chloritovo-karbonátový agregát, teda v súčasnosti možno pozorovať iba pseudomorfózy po týchto mineráloch. Pôvodne sklovitá základná hmota je silne devitrifikovaná. V nej sa vyskytujú mikrolity amfibolu, biotitu, rudné minerály (Ti-magnetit) a chlorit. Výrastlice amfibolov sú často zonálne (obr. 5) a majú výrazný červenohnedý pleochroizmus. Na základe chemického zloženia (tab. 1) a s použitím klasifikácie amfibolov IMA (Leake, 1978; Rock a Leake, 1984) študované amfiboly zodpovedajú kaersutitu, resp. nízkokremičitého kaersutitu (obr. 3). Zonálnosť amfibolov sa prejavuje zvyšovaním obsahu TiO_2, Al_2O_3, FeO, resp. znižovaním obsahu SiO_2 a MgO od stredu k okrajom zrna. Pri ostatných oxidoch sa zonálnosť neprejavuje tak výrazne. Mikrolity v základnej hmote majú podobné zloženie ako okrajové časti výrastlíc amfibolov. Lokálne možno v hornine pozorovať ovoidálne útvary zložené z amfibolu (podobného kaersutitu), tenkých lišt plagioklasov a jemnozrnného agregátu chloritu a karbonátu (+ kremeň). Od okolnej horniny sa odlišujú výrazne niž-



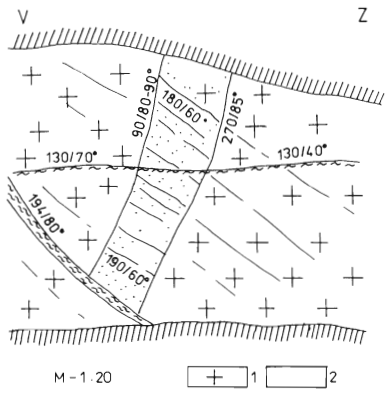
Obr. 1. Geologická mapa okolia bazanitovej dajky pri Dúbrave 1:5 000. 1 – biotitický granodiorit, 2 – leukokratný strednozrnný granit, 3 – hydrotermálne zmenené pásma v granitoch, 4 – dajky bazanitov (a – zistené, b – predpokladané), 5 – zlomy a prešmyky.

Fig. 1. Geological map of the surroundings of basanite dyke near Dúbrava, 1:5,000 scale. 1 – biotite granodiorite, 2 – leucocratic medium-grained granite, 3 – hydrothermally altered zone in granite, 4 – basanite dyke (a – known, b – presumed), 5 – fault and thrust.

ším obsahom rudných minerálov, prítomnosťou plagioklasov a štruktúrnymi znakmi. Ich veľkosť je variabilná: 1–3 mm (väčšina) až po 8–10 mm (zriedkavo). Prítomnosť takýchto útvarov je o to zaujímavejšia, že okolné bazanity sú v podstate bez kremeňa a živcov. Styk s okolnou horninou je relatívne ostrý (obr. 7). Genéza týchto útvarov je vysvetliteľná dvoma spôsobmi:

a) leukokratnejšie uzavreniny predstavujú enklávy pôvodnej kyslejšej magmy, ktorá bola prítomná v mieste generovania bazanitov (dve nemiešateľné kvapaliny).

b) uzavreniny predstavujú rôzne resorbované xenolity okolných hornín.



Obr. 2. Detail profilu ryhy. 1 – leukokratný jemnozrnný granit, 2 – dajka bazanitu.

Fig. 2. Detail of the pitch profile. 1 – leucocratic fine-grained granite, 2 – basanite dyke.

Za pravdepodobnejšiu predpokladáme genézu b, a to z nasledujúcich dôvodov:

– xenolity sú často nehomogénne, pričom časť tvorí karbonát (kalcit), príp. chlorit,

– okrem xenolitov hornín so živcami sú prítomné aj xenolity karbonatických hornín,

– styk s okolnou horninou je relatívne ostrý za vzniku reakčného lemu tvoreného hlavne amfibolom; lokálne prenikajú ihlice amfibolov z horniny do xenolitu,

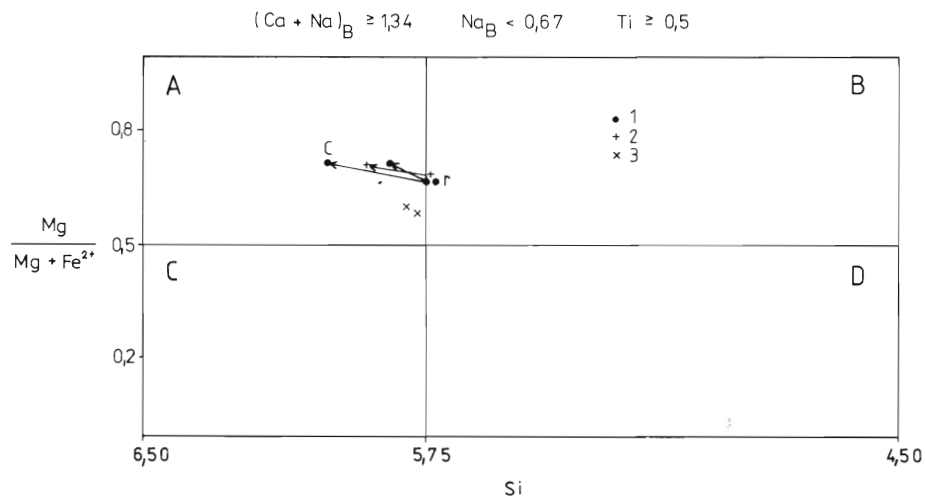
– zloženie amfibolov a karbonátov v xenolitoch a v hornine je v podstate zhodné.

Je logické, že bazaltová dajka pri svojom prieniku strhávala aj okolné horniny, a preto sú tu okrem karbonatických hornín (z podložia?) zastúpené aj iné typy hornín (granitoidy a pod.). Per analogiam s bazaltovou dajkou v granitoidoch v oblasti Peterklínu (Malé Karpaty, Hovorka et al., 1982) môžu karbonatické xenolity poukazovať na prítomnosť karbonatických sekvencií v podloží granitového masívu (alochtón).

Tenké lišty živcov z xenolitov sme analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore (tab. 2). Aj v rámci tenkých líšt plagioklasov sa zistila nevýrazná zonalita so znižovaním bazicity z An_{32} na An_{21} od stredu k okrajom líšt. Sú to prvé údaje dokazujúce existenciu plagioklasov v mezozoických bazanitoch Centrálnych Západných Karpát.

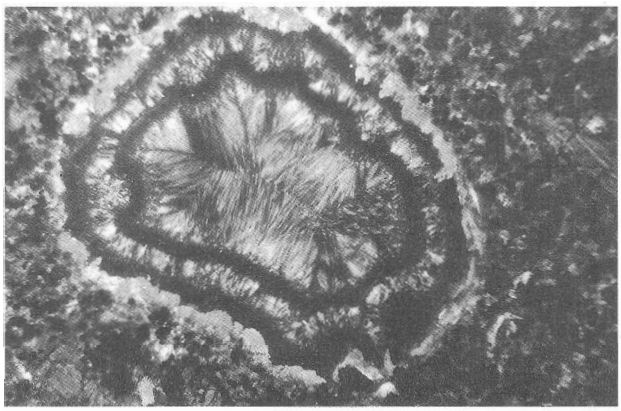
Geochémia hornín

Na geochemické zhodnotenie sme analyzovali horniny bez mandlí, resp. s nízkym obsahom xenolitov (v tab. 4 je aj analýza okolného granitu – vzorka L-c z ryhy, obr. 2). Okrem stanovenia obsahu petrogénnych prvkov sme analyzovali horniny aj na prvky v stopových koncentráciách inklúzive vzácnych zemín (TR, tab. 3, 4). Analýzy vyhotovilo laboratórne stredisko GP Spišská Nová Ves (UŠK–11) a laboratória GÚ SAV Banská Bystrica. Prvky vzácnych zemín sa analyzovali v ÚÚG v Prahe (ICP). Vzhľadom na to, že ide o jemnozrnné horniny, ktoré pôvodne obsahovali sklovitú fázu, sme na zaradenie použili chemickú klasifikáciu IUGS (Le Maitre, 1984; obr. 8). V klasifikačnom diagrame sú zanesené priemetné body analýz prepočítané na bezvodnú formu. V zmysle tejto klasifikácie možno študované horniny zaradiť medzi bazanity (v CIPW prepočte vo väčšine prípadov je normatívny olivín vyšší ako



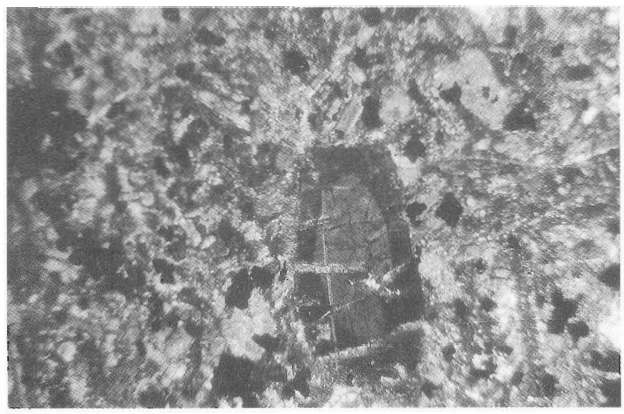
Obr. 3. Klasifikačný diagram vápenatých amfibolov (Rock a Leake, 1984). A – kaersutit, B – železnatý kaersutit, C – nízkokremičitý kaersutit, D – nízkokremičitý železnatý kaersutit, 1, 2 – výrastlice, 3 – mikrolity, c – stred zrna, r – okraj zrna, analýzy amfibolov z tab. 1.

Fig. 3. Classification plot of calcic amphiboles (Rock, Leake, 1984). A – kaersutite, B – ferrous kaersutite, C – low-silica kaersutite, D – low-silica ferrous kaersutite. 1, 2 – phenocryst, 3 – microlith, c – centre of grain, r – rim of grain, data in Tab. 1.



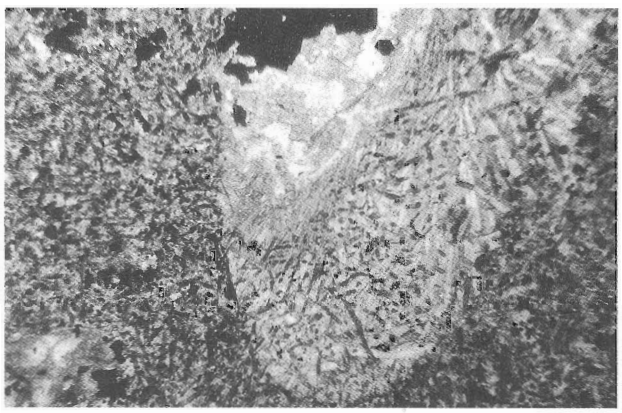
Obr. 4. Chloritovo-karbonatova mandla (chlorit - radialne agregaty, karbonat - lem mandle). Vzorka D-45, zv. 32×, 2N

Fig. 4. Chlorite-carbonate amygdale (chlorite - radial aggregate, carbonate - rim of the amygdale), sample D-45, magn. ×32



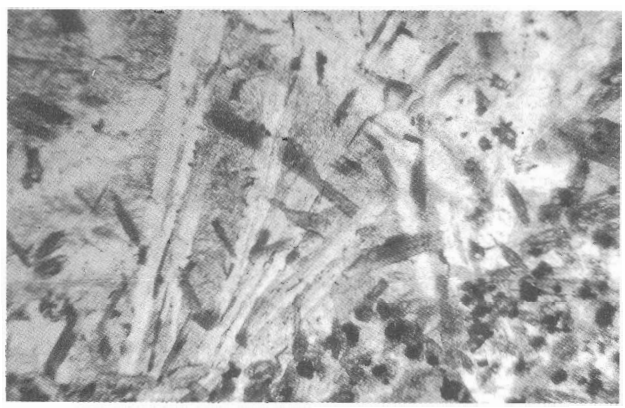
Obr. 5. Zonálna vyrastlica kaersutitu v jemnozrnnom devitrifikovanom matrixe bazanitu. Vzorka L-2, zv. 64×, 2N

Fig. 5. Zonal kaersutite phenocryst in fine-grained devitrified groundmass of basanite, sample L-2, magn. ×64, crossed nicols



Obr. 6. Rekryštalizovaná enklava (zloženie: plagioklas, amfibol, karbonat, chlorit) v bazanite. Vzorka D-51, zv. 32×, 1N

Fig. 6. Leucocratic enclave (composition: plagioclase, amphibole, carbonate and chlorite) in basanite, sample D-51, magn. ×32, parallel nicols.



Obr. 7. Detail styku enklávy a bazanitu (vpravo dole), svetlé lišty - plagioklasy, tmavšie – amfiboly, čierne zrná – rudné minerály. Vzorka D-45, zv. 64×, 2N.

Fig. 7. Detail of the contact between enclave and basanite (right side down). Light lamels – plagioclase, dark lamels – amphibole, black grains – ore minerals, sample D-45, magn. ×64.

10). Takéto zaradenie študovaných vulkanitov je zhodné s mezozoickými vulkanitmi centrálnej časti Západných Karpát. Špecifické chemické zloženie týchto bazaltov je pravdepodobne odrazom asimilácie xenolitov rôznych typov hornín (hlavne karbonatických). Podobné výsledky dokumentuje aj obsah prvkov v stopových koncentráciách. Pre genézu bazaltov má veľký význam aj charakter distribúcie vzácnych zemín (TR). Obsah TR v študovaných bazanitoch je vysoký (tab. 3). Normalizované krivky TR bazanitov (obr. 9) majú zhodný charakter a ležia tesne nad poľom vyčleneným pre alkalické bazalty. V porovnaní s mezozoickými bazanitmi Centrálnych Západných Karpát (Hovorka a Spišiak, 1989) sú skúmané horniny obohatené o ľahké TR. Charakter normalizovanej krivky TR dokumentuje výrazné obohatenie ľahkých TR oproti ťažkým TR, pričom Eu-anomália je nevýrazná, resp. sa neprejavuje.

Všetky predchádzajúce údaje dovoľujú začleniť sledované horniny medzi bazanity. Pri komparácii s rôznymi typmi bazaltov Západných Karpát ich možno začleniť do formácie mezozoických alkalických bazaltov, bazanitov, ktoré vystupujú v rozličných sekvenciách Centrálnych Západných Karpát (kryštalinikum, obalové jednotky, krížňanský a chočský príkrov). Do tejto skupiny začleňujeme aj kersantity zo štôlne Dúbrava-Ľubelská, ktoré opísal Hovorka et al. (1982).

Napriek tomu, že nemáme k dispozícii presné geochronologické údaje, špecifické zloženie týchto hornín nám dovoľuje zaradiť ich per analogiam

TAB. 1
Chemické zloženie amfibolov
Chemical composition of hornblende

Vzorka	D–48						D–45	
Anal.	1r	2c	3r	4c	5	6	7r	8c
SiO_2	37,73	39,61	38,10	40,95	38,58	38,01	38,83	39,79
TiO_2	5,42	5,07	5,52	4,78	5,41	5,22	6,93	5,06
Al_2O_3	14,08	13,91	14,49	13,02	14,42	14,97	13,45	13,42
FeO^+	10,76	9,65	10,53	9,37	12,41	12,56	10,36	9,52
MnO	0,22	0,17	0,15	0,00	0,22	0,13	0,15	0,20
MgO	12,18	13,70	11,90	13,85	10,59	10,05	12,47	13,70
CaO	11,94	11,39	11,97	11,34	11,85	11,86	11,35	11,50
Na_2O	2,45	2,43	2,23	2,39	2,43	2,43	2,37	2,38
K_2O	1,10	1,55	1,06	1,29	1,16	1,16	1,19	1,42
Spolu	95,88	97,48	95,45	96,99	97,07	96,39	98,10	96,99
Prepočet na 23 kyslíkov								
Si	5,72	5,85	5,75	6,04	5,80	5,76	5,74	5,90
Al^{IV}	2,28	2,15	2,25	1,96	2,20	2,24	2,26	2,10
Al^{VI}	0,24	0,28	0,32	0,31	0,36	0,44	0,09	0,25
Ti	0,62	0,56	0,63	0,53	0,61	0,60	0,77	0,56
Fe^+	1,36	1,19	1,33	1,16	1,56	1,59	1,28	1,18
Mn	0,03	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,03
Mg	2,75	3,02	2,68	3,05	2,37	2,27	2,75	3,03
Ca	1,94	1,80	1,93	1,79	1,91	1,93	1,96	1,83
Na	0,21	0,29	0,20	0,24	0,22	0,22	0,22	0,27
K	0,72	0,70	0,65	0,68	0,71	0,71	0,68	0,68

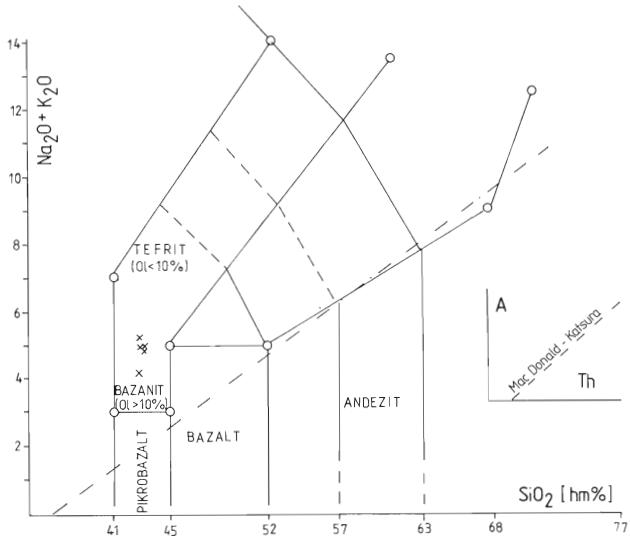
FeO^+ – celkové železo ako FeO, c – stred zrna, r – okraj zrna

TAB. 2
Chemické zloženie plagioklasov
Chemical composition of plagioclase

Vzorka	D–48		D–45	
Anal.	1	2	3c	4r
SiO_2	60,90	61,53	60,58	64,42
TiO_2	0,02	0,06	0,00	0,09
Al_2O_3	24,91	25,07	24,41	22,95
FeO^+	0,49	0,34	0,25	0,20
CaO	5,65	6,09	6,30	4,05
Na_2O	7,34	6,43	6,77	7,59
K_2O	0,88	0,94	1,02	1,58
Spolu	100,20	100,45	99,33	100,87
Prepočet na 8 kyslíkov				
Si	2,71	2,72	2,72	2,83
Al	1,30	1,30	1,28	1,18
Na	0,63	0,55	0,59	0,65
K	0,05	0,05	0,06	0,09
Ca	0,27	0,29	0,30	0,19
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^+	0,02	0,01	0,01	0,01
Or	5,26	5,94	6,12	9,54
Ab	66,46	61,75	62,01	69,87
An	28,27	32,31	31,86	20,59

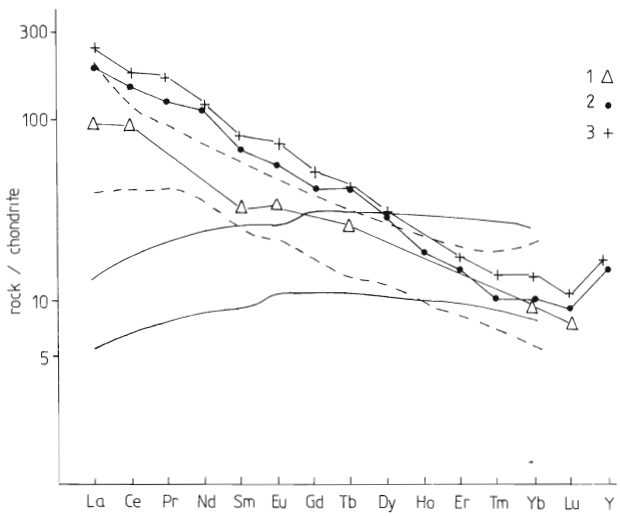
TAB. 3
Obsah stopových prvkov a vzácnych zemín v bazanitoch (v ppm)
Contents of trace elements and REE in basanite (in ppm)

Vzorka	UŠK–11	D–51	D–56
Ni	88	65,6	69,5
Cr	343	106,1	177,3
V	235	147,2	158,7
Co	36	40,8	44,3
Cu	42	37	51,5
Pb	10	24,6	18,1
Mo	5	3,6	3
B	20	18,3	25
Ba	470	581	700
Zr	483	419	440
Sr	760	1 770	3 000
La		62,8	77,2
Ce		131	160,5
Pr		15,3	20,2
Nd		68,2	76,3
Sm		11,8	14
Eu		3,9	4,9
Gd		10,2	12,5
Dy		7,4	8,7
Ho		1,22	–
Er		2,93	3,82
Tm		0,3	0,46
Yb		2,07	3,17
Lu		0,28	0,40
Y		29,5	37,9



Obr. 8. Chemická klasifikácia hornín IUGS (Le Maitre, 1984), deliaca línia pre alkalické (A) a toleiitické bazalty (TH) podľa McDonalda a Katsuru (1964), krížiky – analýzy bazanitov z tab. 3.

Fig. 8. Chemical classification of rocks, IUGS (Le Maitre, 1984). Dividing line for alkali (A) and tholeiitic basalt (TH) according to MacDonald, Katsura (1964), crosses – basanite compositions from Tab. 3.



Obr. 9. Diagram normalizovaného obsahu vzácnych zemín (TR) v študovaných bazanitoch. Normalizované na 9 chondritov (podľa Haskina et al., 1968). 1 – priemerný obsah TR v mezozoických bazanitoch Centrálnych Západných Karpát (Hovorka a Spišiak, 1989), 2 – vzorka D-51, 3 – vzorka D-56. Vyčlenené polia (podľa Gasta, 1968): čiarkovane – alkalické bazalty, plná čiara – bazalty oceánskeho dna.

Fig. 9. Plot of normalized contents of REE in basanite samples, normalized to 9 chondrites (after Haskin et al., 1968). 1 – average REE content in Mesozoic basalts of Central West Carpathians (Hovorka, Spišiak, 1989), 2 – sample D-51, 3 – sample D-56. Indicated fields (after Gast 1968): stipped line – alkali basalts, full line – MORB basalts.

TAB. 4
Chemické zloženie bazanitov
Chemical coposition of basanite

Vzorka	UŠK–11	L–a	L–b	D–51	D–56	L–c
SiO_2	39,87	38,84	38,60	38,96	38,97	73,86
TiO_2	3,44	3,63	3,68	3,40	3,38	0,14
Al_2O_3	13,06	13,47	14,44	12,61	12,57	13,79
Fe_2O_3	14,52	7,01	7,80	6,46	6,07	1,23
FeO		7,91	7,45	7,22	7,43	0,58
MnO	0,17	0,21	0,16	0,20	0,19	0,02
MgO	7,78	7,69	8,86	7,71	7,97	0,15
CaO	7,72	6,14	5,08	8,41	8,63	0,31
Na_2O	2,62	2,26	0,82	2,17	2,00	2,88
K_2O	2,07	2,45	2,85	2,41	2,54	5,30
P_2O_5	1,06	0,95	1,00	0,97	0,99	0,16
S_{celk}	0,11	0,02	0,02	0,11	0,10	0,02
Str. ž.	6,58	8,80	7,99	8,98	8,82	1,14
H_2O^-	0,82	0,82	1,51	0,67	0,55	0,50
CO_2	(4,89)	(6,14)	(4,36)	–	–	(1,18)
Spolu	99,71	99,36	98,73	99,51	99,55	99,57

Vzorka L–c je okolný granit (pozri obr. 2). Analýzy boli vyhotovené v laboratórnom strediskou GP Spišská Nová Ves.

medzi vrchnojursko-spodnokriedové eruptíva Západných Karpát (Hovorka a Spišiak, 1989). Generovanie takéhoto typu bazaltov v zmysle súčasných geotektonických hypotéz treba spájať s vrchným plášťom a ich výstup pozdĺž hlboko založených zlomov sa odohral pravdepodobne pred presunom subtatranských príkrovov.

Záver

Prezentované údaje o charaktere bazanitovej dajky v doline Kraľovianka pri Dúbrave v Nízkych Tatrách dovoľujú vysloviť nasledujúce závery:

– V širšej oblasti Dúbravy vystupujú v granitoidoch dajky hornín bazaltového zloženia.

– Chemickým zložením (petrogénne, stopové prvky a TR) zodpovedajú študované horniny bazanitom.

– Na základe komparácie predpokladáme, že tieto horniny sú ekvivalentom mezozoických bazaltov vystupujúcich v blízkom okolí, ale aj na iných miestach Centrálnych Západných Karpát.

– Zloženie hornín silne ovplyvnila asimilácia xenolitov rozličných typov hornín. Aj keď si uvedomujeme reálnu možnosť vzniku dvoch nemiešateľných silikátových tavenín, ktoré sú častým produktom vývoja alkalických tavenín, aj nekarbonátové enklávy podkladáme za xenolity rozličného zloženia a stupňa asimilácie.

– Nález karbonatických xenolitov v bazanitovej dajke môže nepriamo svedčiť o alochtónnosti granitového telesa, ktoré preráža (karbonatické sedimenty v podloží).

Literatúra

Bujnovský, A., Kantor, J. and Vozár, J. 1981: Radiometric dating of Mesozoic basic eruptive rocks of the Krížna nappe in the NW part of the Low Tatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 2, 221–230.*

MacDonald, G. A. and Katsura, T. 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology, 5, 1, 82–133.*

Gast, P. W. 1968: Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 1 057–1 086.*

Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. and Wildeman, T. R. 1968: Relative and absolute terrestrial abundances of rare earth. *In: Ahrens (Ed.): Origin and distribution of the elements. Earth Sci., ser. monogr., 30, 889–912.*

Hovorka, D. 1967: Porfyrity a lamprofýry tatraveporidného kryštalinika. *Zbor. Vied, Západ. Karpaty, 4, 51–57.*

Hovorka, D., Chovan, M. a Michálek, J. 1982: Olivinický kersantit v granodioritoch v Dúbrave (Nízke Tatry). *Mineralia slov., 14, 85–90.*

Hovorka, D., Pitoňák, P. and Spišiak, J. 1982: Mesozoic basalts of the Malé Karpaty Mts. (The Western Carpathians) – Their significance for the tectonic interpretation of the Variscan granodiorite Massif. *Veröff. Zentral. Phys. Erde, 73, Postdam, 5–13.*

Hovorka, D. a Spišiak, J. 1989: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 263 s.*

Kamenický, J. 1962: Geologicko-petrografické pomery kersantitov Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Spr., 24, 123–141.*

Koutek, J. 1931: Geologické studie na severo-západě Nízkych Tater. *Sbor. Stát. úst., 9, 413–527.*

Krist, E. 1967: Geologicko-petrografické pomery spessartitkersantitovej žily v Nízkych Tatrách. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 12, 63–75.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag. (London), 42, 533–563.*

Rock, N. M. S. and Leake, B. E. 1984: The international mineralogical association amphibole nomenclature scheme computerization and its consequences. *Mineral. Mag. (London), 48, 211–227.*

Sladký, J. 1938: Geológia okolia Ružomberka, *Bratislava, 123 s.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Aktuálne genetické problémy kryštalinika Západných Karpát

(Abstrakty prednášok prednesených 24. 4. 1991 na seminári v pobočke ČMGS v Brne a 25. 4. 1991 na seminári v pobočke ČMGS v Prahe)

D. Hovorka: **Nové zistenia v predkarbónskych komplexoch Západných Karpát**

Geochemické metódy štúdia potvrdili predstavu (Hovorka, 1975) o drobovom charaktere protolitu podstatnej časti pararúl tatrika a veporika (Hovorka a Méres, 1991).

Protolit svorov kohútskeho kryštalinika mal charakter geochemicky zrelých pelitov s prímesou kremeňa siltovej frakcie (pravdepodobne vulkanického pôvodu; Méres a Hovorka, 1991).

V gemerickej zóne (jednotke) sa preukazne definoval komplex metamorfitov amfibolitovej fácie – „klátovský príkrov", „klátovská skupina" (Spišiak et al., 1985; Hovorka et al., 1991).

Štúdium koexistujúcich silikátových fáz v metamorfitoch metadrobovej sekvencie vo vrchu Suchý, Malá Magura a Malá Fatra prinieslo dôkazy o polymetamorfnom (polyštadiálnom a polybarickom) type procesov, ktoré (termicky aj baricky) kulminovali pred poslednou metamorfnou udalosťou (Hovorka a Méres, 1989).

Medzi nové závažné zistenia patrí opis metamorfne retrográdne rekryštalizovaných, pôvodne granaticko-pyroxenických hornín (eklogitov) v Tríbeči (Hovorka a Méres, 1990).

Š. Méres a D. Hovorka: **Rekonštrukcia protolitu svorov a rúl Západných Karpát**

Medzi predvrchnokarbónskymi kryštalickými bridlicami Západných Karpát kvantitatívne prevládajú rozličné typy svorov a rúl. Okrem odlišných podmienok metamorfnej rekryštalizácie sa v posledných rokoch zistili aj výrazné rozdiely v ich chemickom zložení. Pokladáme to za dôsledok odlišného zloženia pôvodných sedimentov (protolitu). Chemické zloženie (petrogénne prvky, vybrané stopové prvky a lantanoidy) rúl zo Strážovskej hornatiny a Malej Fatry svedčí o kvantitatívnej prevahe drôb v ich protolite. Zdrojovou oblasťou protolitu bola kontinentálna kôra s kyslými až intermediárnymi horninami granodioritovo-tonalitového zloženia. Chemická zrelosť protolitu rúl (zvyšovanie podielu ílu v protolite) sa zvyšuje v smere Malá Fatra–Malá Magura–Suchý.

Aplikáciou obdobnej metodiky pri rekonštrukcii protolitu svorov a biotiticko-albitických rúl kohútskeho kryštalinika sme zistili, že ich protolitom boli pelity – íly. Ich zdrojovou oblasťou bola vrchná kontinentálna kôra s prevahou kyslých magmatických hornín granitového zloženia. Rozdiely v chemickom zložení svorov a biotiticko-albitických rúl sú výsledkom rozličného kvantitatívneho zastúpenia kremeňa a ílu v ich pelitickom protolite.

Zistenia poukazujú na to, že sa ruly a svory v študovaných oblastiach kryštalinika Západných Karpát odlišujú nielen metamorfnou históriou, ale aj charakterom protolitu.

P. Ivan: **Využitie geochemického štúdia metabazaltov pri riešení problémov geologickej stavby a geodynamického prostredia vzniku – príklad staršieho paleozoika Vnútorných Západných Karpát**

Skúmali sa metabazalty všetkých troch staropaleozoických skupín gemerika (Vnútorné Západné Karpaty) –

gelnickej, rakoveckej a klátovskej. Pre nižší stupeň metamorfózy sa zvýšená pozornosť venovala prvým dvom. V rakoveckej skupine sú metabazalty prevažujúcim horninovým typom a zložením zodpovedajú typu E-MORB/OIT (obohatené bazalty stredooceánskych chrbtov, resp. tholeiity oceánskych ostrovov). Len ojedinele sa zaznamenali typy blízke IAT (tholeiity ostrovných oblúkov). V gelnickej skupine, kde sú metabazalty oproti acidným vulkanitom a vulkanoklastikám zastúpené iba podradne, sa charakter metabazaltov mení v severojužnom smere. Na severe, v blízkosti styku s rakoveckou skupinou, sa vyskytujú typy blízke N-MCRB (bazalty stredooceánskych chrbtov), CAB (vápenato-alkalické bazalty) aj E-MORB/OIT. V strednej a južnej časti gelnickej skupiny metabazalty zodpovedajú typu E-MORB/OIT, pozorovať tu však odlišnosti vyplývajúce z prítomnosti rozdielnych diferenciátov a spôsobu metamorfózy. V klátovskej skupine je situácia komplikovaná metamorfózou v amfibolitovej fácii. Časť amfibolitov azda pôvodne zodpovedala typu N-MORB. Výsledky geochemického štúdia metabazaltov staropaleozoických skupín gemerika v kombinácii s údajmi o litológii a metamorfóze svedčia o tom, že staršie paleozoikum gemerika predstavuje silne skrátenú zónu konvergencie (ostrovný oblúk?) so znakmi zaoblúkového riftingu. Rozdiely v charaktere vulkanizmu a spôsobe metamorfózy naznačujú príkrovovú pozíciu nielen medzi uvedenými litostratigrafickými skupinami, ale aj vnútri gelnickej skupiny. Detaily tohto usporiadania nie sú doteraz úplne jasné. Stavba sa zdá byť odlišná od doterajších interpretácií.

D. Hovorka a Š. Méres: **Amfibolitizované eklogity v predkarbónskych komplexoch Západných Karpát**

V posledných rokoch sme v kryštaliniku Západných Karpát zistili niekoľko výskytov (v Tríbeči, Malej Fatre, Západných Tatrách a Nízkych Tatrách) metabazaltov, ktorých petrografický charakter dokumentuje zložitý polymetamorfný vývoj. Zistená prítomnosť rozličných typov simplektitov, zloženie horninotvorných minerálov, ako aj spôsob vystupovania telies s touto charakteristikou (rôzne mocné šošovky v rulách, migmatitoch a amfibolitoch), ktoré sú v okrajových častiach najintenzívnejšie retrográdne rekryštalizované (amfibolitizované), nás vedú k záveru, že tieto typy metabazitov (metabazaltov) predstavovali pôvodne vysokometamorfované horniny – eklogity. Prítomnosť amfibolitizovaných eklogitov v predkarbónskych komplexoch Západných Karpát má pre odlíšenie metabazitov odlišnej metamorfnej histórie, odlišnej litológie a geotektonického prostredia ich generovania zásadný význam. Tieto zistenia je nevyhnutné akceptovať pri korelácii a rekonštrukcii geologickej histórie horninových komplexov fundamentu Západných Karpát a okolitých geologických jednotiek.

J. Spišiak a P. Pitoňák: **Metamorfity tatridnej časti Nízkych Tatier**

Medzi metamorfitmi tatridnej časti Nízkych Tatier majú dominujúce postavenie rozličné typy migmatitov, ale tie sa odlišujú charakterom leukosómu. Migmatity tzv. nebulitovej zóny majú výrazne vyvinutý leukosóm a jeho zloženie je blízke eutektiku (diatexity). Migmatity zóny Špiglovej majú slabo vyvinutý leukosóm, ktorý nezodpovedá eutektiku.

Z ostatných typov hornín sú zastúpené rozličné typy rúl a amfibolitov a novozistené skarnoidy, metaultramafity a pásikované amfibolické horniny. Pri posledných ide o nepravidelné striedanie svetlých a tmavých pásikov, ktoré si udržiavajú svoju hrúbku a zloženie na veľkú smernú dĺžku. Pásiky majú hlavne takéto zloženie: Q + Plg + Kfs (svetlé), resp. Hlb + Bi + Plg + + Gar + Q (tmavé). Tieto horniny asociujú s metaultramafitmi. Pre pásikované amfibolické horniny je popri kontrastnom chemickom zložení jednotlivých páskov charakteristický primitívny charakter distribúcie TR v tmavých, ale aj vo svetlých pásikoch. Tieto horniny možno porovnať s horninovými komplexmi vznikajúcimi v iniciálnom štádiu vývoja ostrovného oblúka, resp. môžu predstavovať útržky kôry blízkej oceánskej.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 347–354

Úprava a technologické vlastnosti ryolitového tufu z lokality Kráľovce v Slanských vrchoch

VASIL HRINKO

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 5. 2. 1991)

Benefication and technological properties of rhyolite tuff from Kráľovce locality, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

The described technological characteristics of rhyolite tuff and use in practice are based on the results gained by mineralogical and physical analyses and by testing of the raw in laboratory and industry. Possibilities of benefication have been tested using rhyolite tuff rich in pumice with the aim to gain concentrate exploitable for the purposes of surface grinding and polishing. The paper gives weight balance under various modes of benefication and processing together with quality and mineral compositions of products. Moreover the rock is tested in natural state as abbrasive component into cleaning agents and as fluxing agent into ceramic bodies. The main area of exploitation however, for which the rhyolite tuff has been tested, is in construction industry namely for the production of puzzolane cement, plaster and mortar mixtures.

Úvod

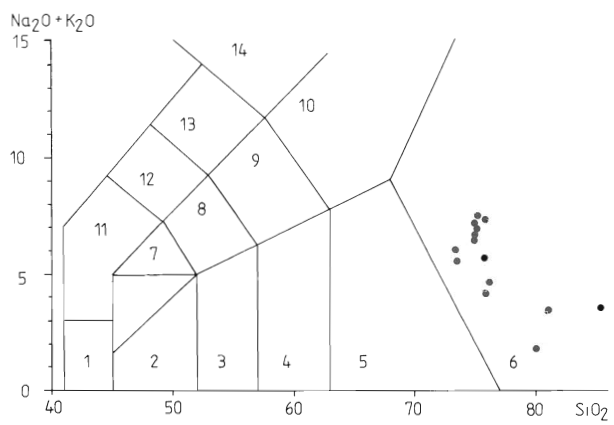
Na úpätí Slanských vrchov sú početné a rozsiahle akumulácie ryolitového tufu, z ktorých mnohé sa skúmali v úsilí využiť ich ako ľahkú prírodnú stavebnú hmotu (Harcek et al., 1960; Urban, 1955, 1958). Tuf sa ako hydraulická prísada pri výrobe cementu a náhrada za tavivá pri výrobe keramických výrobkov tmavšej farby začal využívať už v päťdesiatych rokoch. V poslednom období sa pozornosť na tuf sústreďuje najmä v súvislosti s novými možnosťami jeho použitia, najmä pre jeho abrazívne a termoizolačné vlastnosti.

Podávaná technologická charakteristika tufovej horniny a preukaznosť jej využitia sa zakladá na výsledkoch mineralogických, chemických, fyzikálnych rozborov, zhodnotení účinnosti úpravy a na laboratórnom aj priemyselnom otestovaní ryolitového tufu ako významnej zložky pracovných zmesí na výrobu puzolánového cementu, omietky a malty. Okrem toho ryolitový tuf a z neho pripravené produkty úpravy sa charakterizujú ako surovina nahrádzajúca tavivá vo výrobnej zmesi na účely stavebnej keramiky, ako prípravok na leštenie sklených a polyesterových výrobkov a ako zložka na výrobu práškových čistiacich prostriedkov.

Mineralogicko-petrografické vlastnosti ryolitového tufu

Tufová hornina z lokality Kráľovce má hyaloklastický až kryštaloklastický charakter. Hyaloklasty tvorí hlavne pemza a kryštaloklasty kremeň a živec. Podľa veľkosti klastov možno horninu začleniť do petrografického radu od jemného piesku až po aglomerátový spevnený tuf.

Petrograficko-mineralogickým rozborom sa zistilo, že je to hornina prevažne drobivá, sivej, krémovosivej farby, zložená hlavne z úlomkov tufu,



Obr. 1. Klasifikácia vulkanitov IUGS (diagram TAS). 1 – pikrobazalt, 2 – bazalt, 3 – bazalt, andezit, 4 – andezit, 5 – dacit, 6 – ryolit, 7 – trachybazalt, 8 – trachyandezit, 9 – trachyandezit, 10 – alk. trachyt, 11 – tefrit, bazanit, 12 – fonotefrit, 13 – tefrifonolit, 14 – fonolit.

Fig. 1. Classification IUGS of volcanites (TAS diagram). 1 – picrobasalt, 2 – basalt, 3 – basaltoid andesite, 4 – andesite, 5 – dacite, 6 – rhyolite, 7 – trachybasalt, 8 – trachyandesite, 9 – trachyandesite, 10 – alkali trachyte, 11 – tefrite, basanite, 12 – phonotefrite, 13 – tephriphonolite, 14 – phonolite.

kremeňa, pemzy a biotitu. Tuf je jemnozrnný a tvorí tmeliacu zložku horniny. Kremeň vystupuje vo forme zŕn nepravidelného xenomorfného tvaru. Pemza je prítomná vo forme úlomkov rozličného stupňa pórovitosti. Biotit tvorí nepravidelné až pseudohexagonálne šupiny ojedinele postihnuté chloritizáciou. Prítomnosť ďalších minerálov (montmorillonitu, ílovej sľudy, K-živca, plagioklasu, kalcitu), potvrdená rtg-difrakčnou analýzou, je nízka, iba niekoľkopercentná (Kovaničová, Derco in Richterová et al., 1991). Sú to znehodnocujúce, znečisťujúce prímesi tufovej horniny.

Priemerné chemické zloženie horniny je takéto: SiO_2 72,0 %, Al_2O_3 13,8 %, Fe_2O_3 1,05 %, FeO 1,08 %, TiO_2 0,17 %, CaO 1,33 %, MgO 0,38 %, Na_2O 2,65 %, K_2O 3,76 %, SO_3 0,03 %, strata žíhaním 3,72 %.

V klasifikačnom diagrame radu vulkanitov IUGS sa hornina takého chemického zloženia označuje za ryolitovú (obr. 1).

Zrnitostným zložením rozpadavý tuf zodpovedá drobnému kamenivu, ktoré možno využívať v stavebníctve.

Úprava ryolitového tufu, príprava zložiek na priemyselné spracovanie a jeho vhodnosť

Vzhľadom na obsah pemzy, ktorý sa v tufovej hornine nachádza v množstve 5–15 %, už staršie práce (Kušnierová et al., 1982) overovali možnosť úpravy tufovej horniny a jej cieľom bolo získať pemzu vhodnú na brúsenie a leštenie, a tak nahradiť dovážanú taliansku pemzu domácou surovinou.

Vzorky ryolitového tufu z lokality Kráľovce sa na tento účel upravili zhomogenizovaním a roztriedením za mokra na frakcie +2 mm, 1,0–2,0 mm, 0,7–1,0 mm, 0,5–0,7 mm a pod 0,5 mm. Semikvantitatívne určené množstvo pemzy v jednotlivých frakciách je od 1 do 20 % (tab. 1).

Následné optimalizačné skúšky na frakciách 1,0–2,0; 0,7–1,0 a 0,5–0,7 mm, ktoré mali za cieľ získať pemzový koncentrát, pozostávali z hydrodynamického rozdružovania horniny. Zrnitostná trieda pod 0,5 mm, t. j. viac ako 60 % materiálu, bola z rozdruženia pre nevyhovujúcu zrnitosť na gravitačnú úpravu vylúčená. Frakcia nad 2 mm sa druhotne zdrobnila a vrátila do procesu rozdružovania. Hydrodynamické rozdružovanie sa uskutočnilo za konštantného prietoku vodného prúdu 17,3 ml/s, 31,6 ml/s, a 47,3 ml/s. Hmotnostný výnos pemzového koncentrátu, ako aj semikvantitatívny obsah pemzy a ostatných minerálov v koncentráte sú pri rozdielnom prietokovom množstve vody premenlivé (tab. 2).

TAB. 1
Hmotnostný výnos a obsah pemzy po frakciách
Weight yields and pumice content in grain size fractions

Frakcia (v mm)	Hmotnostný výnos frakcie (v %)	% pemzy semikvant.
+ 2	16,1	10–20
1,0–2,0	8,9	10–20
0,7–1,0	8,8	5–15
0,5–0,7	6,1	5–15
–0,5	60,1	1–5

Zistilo sa, že so zvyšovaním prietoku vodného prúdu v procese hydrodynamického rozdružovania hmotnostný výnos pemzového koncentrátu rastie, ale na úkor čistoty. Vyšší hmotnostný výnos koncentrátu sa dosahuje úpravou a rozdružovaním jemnejších frakcií, ktoré samy osebe predpokladajú dokonalejšie uvoľnenie väčšieho množstva zrniečok pemzy a tufopemzy. Koncentráty získané súčasne z jemnejších frakcií sú viac znečistené hlavne tufom a ílovými minerálmi. Najvyššia účinnosť rozdružovania z hľadiska čistoty pemzy sa dosiahla pri úprave a rozdružovaní frakcie 1,0–2,0 mm pri prietokovom množstve vody 31,6 ml/s, keď hmotnostný výnos koncentrátu predstavoval 13,66 % a obsah pemzy v ňom približne 60 %, pričom percentuálne zastúpenie tejto frakcie v hornine tvorí 8,9 %.

Aj napriek pozitívnym výsledkom laboratórne-

TAB. 2
Semikvantitatívny hmotnostný výnos koncentrátov a jeho minerálne zloženie
Semi-quantitative weight yields of concentrate and its mineral composition

1	2	3	4	5	6	7
17,3		5,05	55	40–45	1– 3	1–3
31,6	1,0–2,0	13,66	55–60	40	1	1–3
47,3		24,61	50–55	40–45	1– 3	1
17,3		5,59	60	35–40	1– 3	1–3
31,6	0,7–1,0	16,50	50	40–45	1	1–3
47,3		34,32	45–50	45–50	1– 5	1–3
17,3		14,67	35–40	55–60	1–15	1–3
31,6	0,5–0,7	33,99	20–25	70	1–25	1–3
47,3		48,43	20	70	1–35	1–3

1 – prietokové množstvo vody (ml/s), 2 – zrnitostná frakcia (mm), 3 – hmotnostný výnos koncentrátu (%) Minerálne zloženie koncentrátu (v%): 4 – pemza, 5 – tuf a sklo, 6 – kremeň, 7 – biotit

ho hydrodynamického spôsobu rozdružovania je efektívnosť úpravy týmto spôsobom vzhľadom na získané množstvo pemzového koncentrátu nízka, lebo hmotnostný výnos prepočítaný na tufovú horninu ako celok, ktorá vstupuje do úpravy, sa pohybuje iba okolo 3 %. Výskum základných vlastností tufu bol vykonaný na pracovisku Aplikovanej technológie nerastných surovín v Košiciach.

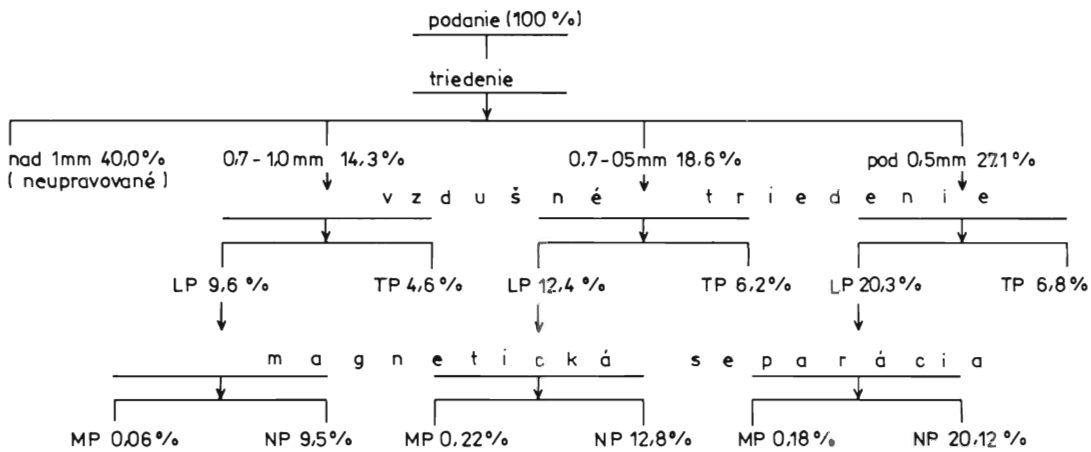
V modelovom rozsahu sa overovali dva spôsoby úpravy pemzového tufu, a to suchý a mokrý. Upravovala sa iba frakcia pod 1 mm, pri ktorej sa už nepredpokladajú zrasty pemzy s nežiadúcimi zložkami. S ohľadom na predpokladané využitie pemzového koncentrátu, ako brúsidlá a leštidlá, úprava a rozdružovanie spočívali v oddelení napeneného vulkanického materiálu od nenapeneného a ostatných zložiek, hlavne kremeňa.

Pri suchom postupe po vysušení pri 105 °C a preosiatí na frakciu 0,7–1,0 mm, 0,5–0,7 mm a pod 0,5 mm sa tieto frakcie upravovali vzdušným triedením na protiprúdovom triediči. Postup triedenia, t. j. úletová rýchlosť, sa nastavovala skúsmo tak, aby sa hmotnostný výnos koncentrátu (LP) pohyboval medzi 10–20 %. Z koncentrátov sa vysokointenzívnou magnetickou separáciou oddelil magnetický podiel, ktorý tvorí hlavne biotit.

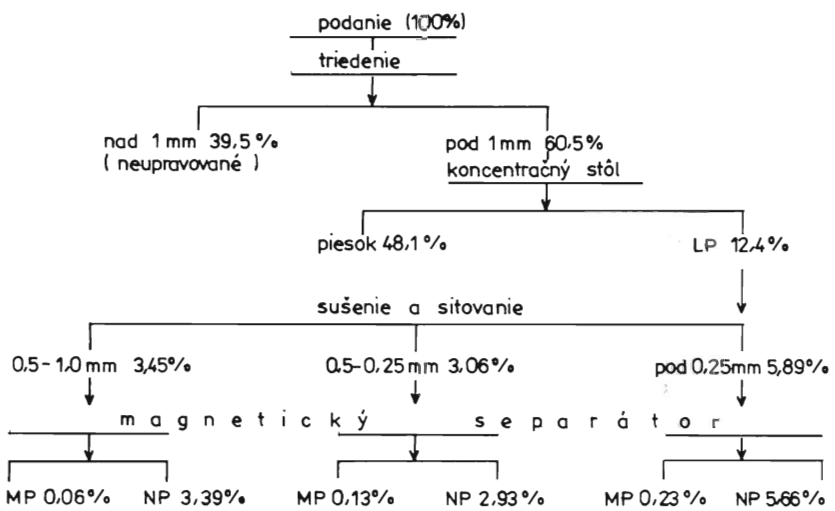
Hmotnostná bilancia úpravy je na obr. 2.

Za mokra sa upravovala frakcia pod 1 mm. Rozdružovalo sa na koncentračnom stole v dvoch stupňoch. Získaný koncentrát (LP) sa po vysušení a preosiatí na frakciu 0,5–1,0 mm, 0,25–0,5 mm a pod 0,25 mm podrobil vysokointenzívnej magnetickej separácii, pri ktorej sa z koncentrátu odstránil biotit. Hmotnostná bilancia úpravy mokrou cestou je na obr. 3.

Minerálne zloženie koncentrátu sa kvalitatívne



Obr. 2. Úplna kvantitatívna schéma suchej cesty úpravy.
Fig. 2. Full quantitative scheme of dry processing.



Obr. 3. Úplna kvantitatívna schéma mokrej cesty úpravy.
Fig. 3. Full quantitative scheme of wet processing.

zhoduje s koncentrátom získaným pri suchej ceste, avšak má podstatne nižší obsah kremeňa.

Z hľadiska čistoty pemzového koncentrátu je účinnejšia úprava za mokra, ale tá je v porovnaní so suchou cestou technologicky a ekonomicky veľmi náročná.

Melivá produktov úpravy pripravené z koncentrátu sa testovali pri leštení sklených váz v závode Crystalex Nový Bor a potvrdilo sa, že majú dobré leštiace vlastnosti. Dôležité je, aby sa dobre nanášali na leštiaci kotúč a aby melivo malo požadovanú zrnitosť. Vzhľadom na obsahujúce nečistoty vo forme skla a kremeňa sú nevhodné na použitie v technológii mokrého leštenia polyesterových gombíkov a ďalších syntetických výrobkov.

Pemzový tuf je využiteľný aj v prirodzenom stave, bez náročnejšej úpravy. Po zdrobnení pod 0,5, resp. 0,05 mm je vhodnou zložkou do práškových čistiacich prostriedkov. Jeho vhodnosť sa preukázala testáciou vo výrobnom chemickom družstve Hlubna Brno.

V rámci modelovej skúšky sa dokumentovala využiteľnosť pemzového tufu ako náhrady za tavivá pri výrobe keramických dlaždíc tmavšej farby. Modelová skúška sa uskutočnila v Keramických závodoch v Michalovciach. Zloženie a vlastnosti skúšaných hmôt s prísadou pemzového tufu a bežne spracúvaných prevádzkových hmôt sú v tab. 3 a 4.

Hlavnou oblasťou využitia pemzového tufu je stavebníctvo, najmä výroba puzolánového cementu, omietkových a maltových zmesí (Slávik et al., 1967; Richterová et al., 1989, 1991; Polák, 1972).

Na prípravu puzolánového cementu sa pemzový tuf použil v zmesi, ktorej základnú zložku tvoril slinok z cementárne Ladce. Pemzový tuf sa pridával v množstve 5, 10, 15, 20, 30 a 40 %. Skúškami sa posudzovala hydraulická aktivita tufu, t. j. priebeh viazania kysličníka vápenatého, napučiavacia schopnosť kyslej hydraulickej prísady a puzolánová aktivita tufu. Výsledky skúšok sú v tab. 5.

Skúška bola vykonaná podľa ČSN 72 1120 Spôsoby stanovovania aktívnosti. Meradlom aktívnosti je množstvo viazaného CaO, príp. napučiavacia schopnosť za určitú časovú jednotku. Podľa dosiahnutých výsledkov patrí pemzový tuf do skupiny stredne aktívnych surovín.

Pri posudzovaní puzolánovej aktivity sa hodnotil obsah aktívneho SiO_2 vo vzorke. Za hranicu dobrej aktivity sa pokladá obsah aktívneho SiO_2 vo výške 30 % a rýchlosť reakcie pod 0,9. Rozborom sa stanovilo % $SiO_2 + Al_2O_3 = 66,3$, % aktívneho $SiO_2 = 53,3$ a rozpínavé teplo v zmesi 1 295,4 $J.g^{-1}$. Podľa uvedeného sa pemzový tuf označuje ako veľmi dobre reaktívny.

Optimálna zmesnosť surovín využívaných v stavebníctve na výrobu cementu sa stanovuje pevnostnými skúškami. Z pemzového tufu sa pripravi-

TAB. 3
Zloženie skúšobných hmôt
Composition of tested materials

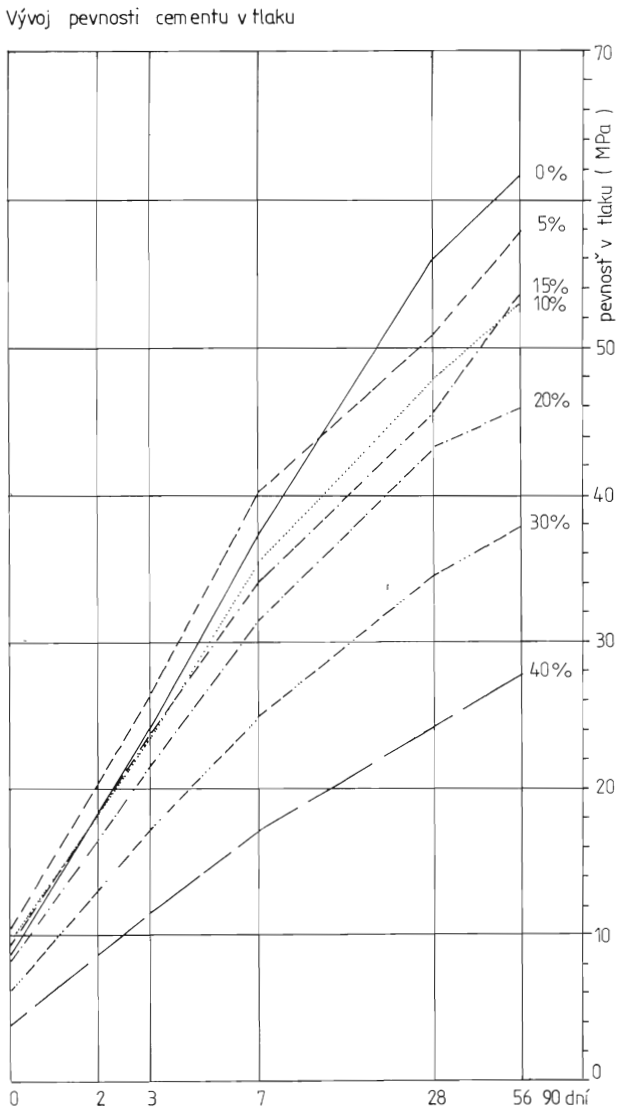
Surovina	Hmota			
	Sivá	Sivá prev.	Červená	Červená prev.
Sivý íl, Pozdišovce	–	–	33	33
Žltý íl, Pozdišovce	–	–	19	19
Íl, Gregorová Vieska	–	–	9	9
Íl, Tepličany	12	12	–	–
Bentonit, Kuzmice	4	4	–	–
Illit, Füzerradveny II.	15	15	–	–
Plavený kaolín, Podbořany	15	15	–	–
Sur. kaolín, Hor. Prievrana	16,5	16,5	–	–
Živec, Poběžovice	–	15	–	5
Tufit, Oreské	–	–	–	20
Tuf, Kráľovce	15	–	25	–
Šlika, Unanov	18	18	–	–
Dolomit, Oslany	3	3	–	–
Arkóza, Zlámanec	–	–	14	14
Chrómová ruda	1,5	1,5	–	–

TAB. 4
Keramicko-technologické parametre skúšobných hmôt
Ceramic and technological parameters of tested materials

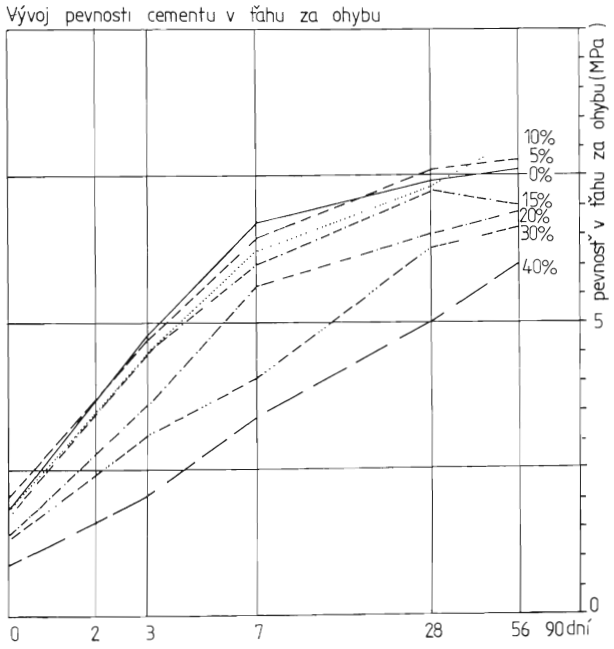
Surovina	Hmota			
	Sivá	Sivá prev.	Červená	Červená prev.
Sušina suspenzie (%)	57	58	60	60,6
Doba mletia (h)	18	18,5	20	20
Vlhkosť granulátu (%)	3,4	4,1	4,6	5,8
Pevnosť výliskov (MPa)	1,0	1,07	1,34	1,29
Teplota výpalu (° C)	1 100	1 100	1 100	1 100
Nasiakavosť (%)	5,0	1,6	1,3	1,0
Pevnosť výrobkov (MPa)	39,0	40,0	48,5	46,1

TAB. 5
Priebeh hydraulickej aktivity v závislosti od času
The course of hydraulic activity in relation with time

Časová jednotka (deň)	Viazanie CaO (v mg/g)	Objem sedimentu (ml)
1	14,7	6,0
2	18,5	9,0
3	21,4	12,5
6	37,0	15,0
7	37,0	19,5
8	42,8	21,0
9	51,4	21,8
10	66,9	23,0
13	84,3	23,0
14	90,2	24,5
15	96,0	25,0
16	96,3	25,0
17	98,7	25,5
20	123,5	26,5
21	126,4	28,0
22	133,4	27,0
23	140,9	27,5
26	152,6	27,0
27	160,6	26,0
28	167,7	26,0



Obr. 4. Vývoj pevnosti cementu v tlaku.
Fig. 4. Development of pressure strength in cement.



Obr. 5. Vývoj pevnosti cementu v ťahu za ohybu.
Fig. 5. Development of tensile bending strength in cement.

li zmesi so slinkom a pevnostné skúšky z nich sa robili po 1 dni, 3 dňoch, 7 dňoch, 28 dňoch a 56 dňoch a sú v tab. 6 a na obr. 4 a 5.

Pretože v súčasnosti niet platnej ČSN ani ON pre puzolánový cement, optimálna zmesnosť sa hodnotila podľa ČSN 72 2122 Struskoportlandský cement. Podľa dosiahnutej pevnosti cement s prídavkom 30 % pemzového tufu odpovedá triede SPC-325 a cement s nižším prídavkom tufu triede SPC-400, resp. aj vyššej.

Potvrdila sa aj použiteľnosť pemzového tufu ako retenčnej a hydraulickej prísady do suchých omietkových a maltových zmesí aj ako náhrada drobného kameniva v suchých omietkových zmesiach. Ako prísada do maltových a omietkových zmesí sa použil pemzový tuf zomletý na frakciu pod 0,2 mm a pridávaný v množstve 0,5, 1, 2 a 5 % do vzorky omietky dodanej zo ZCV Rohožník.

Na overenie náhrady drveného kameniva sa pemzový tuf podrvil na frakciu pod 4 mm a pripravila sa zmes zo 770 hmotnostných dielov tufu, 130 hmotnostných dielov cementu SPC 325, a 50 hmotnostných dielov vápenného hydrátu.

Do jednej z takto pripravených zmesí sa pridala prísada 0,2 % práškového mydla na zníženie nasiakavosti.

Technologické skúšky prebiehali v súlade s normovými postupmi na overenie malty na stavebné účely podľa ČSN 72 2430. Výsledky skúšok sú v tab. 7 a 8.

Ryolitový tuf pridávaný do omietkových a maltových zmesí vo forme prísady priaznivo ovplyvňuje pevnosť malty a retenciu vody v malte. Použitie tufu ako drobného kameniva (frakcia 0–4 mm) vedie k zníženiu objemovej hmotnosti malty. Súčasne sa takáto malta môže využívať ako tepelnoizolačná omietka. Malta pripravená iba z tufovej horniny je tzv. krátka, teda je málo plastická a aj napriek tomu, že zmrazením na 10 cyklov jej pevnosť nepoklesne pod normovú hodnotu, pri zmrazovaní sa zjavne poškodzuje a vyžaduje prísadu práškového mydla.

Podľa preukázanej schopnosti tufovej horniny viazať sa s vápnom a podľa jej hydraulickej aktivity je reálne využitie tejto horniny pri výrobe vápenno-tufových tvárnic. Využitie tufovej suroviny

TAB. 6
Pevnosť zmesných cementov
Strenght of cement mixtures

Časová jednotka (deň)	Vzorka pôvodná slinok		Vzorka s prídavkom tufu v množstve											
	Ladce		5 %		10 %		15 %		20 %		30 %		40 %	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	1,8	8,6	2,0	10,3	1,8	9,5	1,7	9,2	1,4	8,0	1,3	6,1	0,9	3,8
3	4,8	24,1	4,7	26,5	4,5	23,6	4,5	23,8	3,6	21,7	3,1	17,2	2,1	11,5
7	6,7	37,3	6,4	40,1	6,2	35,4	6,0	34,1	5,6	31,5	4,0	24,8	3,5	17,2
28	7,4	56,0	7,6	50,7	7,3	47,8	7,2	45,7	6,5	43,4	6,3	34,5	5,0	24,3
56	7,6	61,9	7,8	57,9	8,1	53,0	7,0	53,6	6,9	46,0	6,6	57,8	6,0	27,0

1 – pevnosť v ťahu za ohybu v MPa, 2 – pevnosť v tlaku v MPa

TAB. 7
Výsledky technologických skúšok omietky z pemzového tufu Kráľovce, frakcia 0–4 mm
Results of technological tests of mortars from the Kráľovce pumice tuff, 0–4 mm grain size fraction

Druh stanovenia	Pemzový tuf	
	Bez prísady	S prísadou 0,2 % mydla
voda na 1 kg omietky (ml)	386,4	375,7
plasticita* – ∅ koláča (cm)		
hneď	17,6	17,1
za 10′	17,35	16,8
za 30′	17,0	16,6
za 1 h	16,5	14,4
za 2 h	15,65	13,8
priľnavosť	dobrá	dobrá
retencia vody (WRV)	77,72	74,95
pevnosť (MPa)		
v ťahu za ohybu 14 dní	0,7	0,6
v ťahu za ohybu 28 dní	1,0	0,9
v tlaku 14 dní	2,6	1,5
v tlaku 28 dní	3,0	2,5
prídržnosť (MPa)	0,08	0,06
adhézna strih. pevnosť (MPa)	0,05	0,31
nasiakavosť (%)	13,02	7,74
vzlínavosť (cm)		
po 10′	3,0	2,0
po 30′	5,2	3,0
po 1 h	7,5	4,0
po 2 h	11,0	5,0
po 4 h	14,5	6,2
po 24 h	celý trámček	9,0
objemová hmotnosť ($kg.m^{-3}$)	1 420	1 370
odsatá voda (ml)	144	125
koef. odlúčiteľnosti vody	20	26,5

*Plasticita určovaná na strasacom stolčeku

TAB. 8
Výsledky technologických skúšok omietky vzorky Rohožník bez prísady a s prísadou pemzového tufu Kráľovce
Results of technological tests on plasters using Rohožník limestone without admixture and with admixture of the Kráľovce pumice tuff

Druh stanovenia	Bez prísady	Prísada pemzového tufu (v %)			
		0,5	1,0	2,0	5,0
voda na 1 kg omietky (ml)	191,5	183,8	192,3	192,3	196,9
plasticita* – ∅ koláča (cm)					
hneď	16,4	15,4	16,25	16,65	16,35
za 10′	16,5	16,4	16,45	17,4	16,5
za 30′	16,0	14,7	16,65	17,05	16,1
za 1 h	15,6	14,4	15,3	16,7	14,45
za 2 h	13,2	14,3	16,2	16,2	12.75
priľnavosť	dobrá	dobrá	dobrá	dobrá	dobrá
retencia vody (WRV)	74,0	76,27	69,14	71,43	72,1
pevnosť (MPa)					
v ťahu za ohybu					
14 dní	1,2	1,2	1,1	1,3	1,3
28 dní	1,4	1,8	1,3	1,7	1,9
v tlaku 14 dní	3,7	3,4	3,2	4,2	4,2
v tlaku 28 dní	4,5	5,4	4,7	5,0	5,3
prídržnosť (MPa)	0,06	0,05	0,19	0,08	0,05
adhézna strih. pevnosť (MPa)	0,42	0,39	0,61	0,73	0,48
nasiakavosť (%)	10,07	9,31	10,63	11,12	10,06
vzlínavosť (cm)					
po 10′	3,2	3,5	3,7	3,0	2,6
po 30′	5,2	5,5	6,0	5,0	4,6
po 1 h	6,5	7,7	8,5	7,2	6,5
po 2 h	9,0	10,0	11,0	9,8	9,0
po 4 h	11,5	13,5	14,7	13,2	12,0
po 24 h	celý trámček				
objemová hmotnosť ($kg.m^{-3}$)	1860	1890	1910	1890	1920
odsaná voda (ml)	85	77	91	78	72
koef. odlúčiteľnosti vody	40,6	27,7	26,9	18,98	24,0

*Plasticita určovaná na strasacom stolčeku

ako hydraulicky aktívnej látky s vyšším obsahom aktívneho oxidu kremičitého na výrobu bezslinkového betónu sa technologickými skúškami vylúčilo.

Záver

Technologické overenie a priemyselné odskúšanie ryolitového tufu z lokality Kráľovce dokazujú, že táto lokalita je potenciálnou surovinovou základňou na rozličné priemyselné využitie. Rozborom sa stanovilo semikvantitatívne minerálne zloženie, v ktorom prevláda tuf, kremeň, pemza a biotit. Tieto charakteristiky sa využili na stanovenie ciest a optimálnych podmienok úpravy, kto-

rých cieľom bolo získať pemzové koncentráty.

Technologická charakteristika ryolitového tufu a produktov úpravy doplnená o údaje z pripravených zmesí a ich modelové, resp. priemyselné odskúšanie umožnili stanoviť použiteľnosť tejto horniny ako:

– aktívnej zložky v pracovnej zmesi pri výrobe puzolánového cementu,
– retenčnej a hydraulickej prísady do suchých omietkových a maltových zmesí,
– abrazívnej zložky v pracovnej zmesi pri výrobe práškových čistiacich prostriedkov,
– meliva na leštenie sklených výrobkov,
– náhradu za tavivá pri výrobe keramických dlaždíc tmavšej farby.

Literatúra

Harcek, J., Maga, J. a Kotras, J. 1960: Košice – tufy. Záverečná správa. *Manuskript – GP Sp. Nová Ves.*

Kušnierová, M. a Derco, J. 1982: Slovensko – pemza. Čiastková správa. *Manuskript – GP Sp. Nová Ves.*

Polák, A. 1972: Nerudné nerostné suroviny. *Praha, SNTL, 330.*

Richterová, Ľ., Hrinko, V. a Barkáč, Z. 1991: Kráľovce – pemzové tufy, vyhľadávací prieskum. Záverečná správa. *Manuskript – GP Sp. Nová Ves.*

Richterová, Ľ. a Hrinko, V. 1989: Slanské vrchy – keramické suroviny, vyhľadávací prieskum. Záverečná správa. *Manuskript – GP Sp. Nová Ves.*

Slávik, J. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Bratislava, SNTL, 319.*

Urban, F. 1955: Průzkum ryolitových tufov severne od obce Nižná Myšľa. Záverečná správa. *Manuskript – GP Sp. Nová Ves.*

Urban, F. 1958: Průzkum tufu a tufitu – Zamutov. Záverečná správa. *Manuskript – GP Sp. Nová Ves.*

Benefication and technological properties of rhyolite tuff from Kráľovce locality, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Several occurrences of rhyolite tuff in Slovakia have already been investigated for their use as natural light construction materials. Their use as hydraulic admixture in cement production and as substitute fluxing agent dates back into the fifties. Attention concentrated onto such tuffs in latest time namely as abrasive constituents in the production of cleaning masses as well as for their thermo-insolating properties.

The given technological characteristics of rhyolite tuff and proves for their possible use are based on results of mineralogical, chemical and physical analyses as well as on laboratory and industrial testing of the rock and products. Possibilities of processing and benefication have been tested, the weight balance together with mineralogical and qualitative tests of products have been performed. The rock is evaluated as raw for polishing materials, for components into cleaning agents (powders), as substitute for fluxing agents used into ceramic bodies. The main domain for which the rhyolite tuff has successfully been tested is the construction industry in which puzzolane cement production, plaster and mortar preparation are the main possible consuments.

Mineralogical and petrographical properties

The rock is mostly crumbling, of grey to pale cream colour, composed of fragments of tuff, quartz, pumice and biotite. The size of fragments is small (dominating fine-grained components) and the matrix is also fine-grained. The quartz occurs in single grains of irregular shape. Fragments of pumice contain cavities of various size and biotite occurs in small admixtures as irregular to pseudohexagonal fragments and slices partly decomposed by chloritization. The presence of further minerals (montmorillonite, hydromica, K-felspar, plagioclase and calcite) proved by X-ray data is only occasional (Kovaničová and Derco in Richterová et al. (1991). The average chemical composition of the rock is as follows: SiO_2 – 72.0 %, Al_2O_3 – 13.8 %, Fe_2O_3 – 1.05 %, FeO – 1.08 %, TiO_2 – 0.17 %, CaO – 1.33 %, MgO – 0.38 %, Na_2O – 2.65 %, K_2O – 3.76 %, SO_3 – 0.03 % and ignition loss – 3.72 %.

In the IUGS classification the rock of this chemical compositon is rhyolite.

Processing of rhyolite tuff, preparation of components for industrial use and their testing.

The mode of preparation and benefication and efficiency of the raw rhyolite tuff have been aimed at the gain of pumice in laboratory conditions. The processes included hydrodynamic decomposition of prepared grain size fractions: 0.5–0.7 mm, 0.7–1 mm, 1–2 mm, which have been performed at constant velocities of the water stream: 17.3 $ml.s^{-1}$, 31.6 $ml.s^{-1}$ and 47.3 $ml.s^{-1}$.

It was proved that increase of water stream velocities causes increase of pumice concentrate volume (gain) but at the costs of its purity. Higher weight gains are obtained by the preparation of finer size fractions where more perfect release of pumice grains from the enclosing tuff may be expected. At the same time such concentrates are more contamined by clay minerals and fine fragments of tuff. For the sake of purity of pumice concentrate the highest efficiency was stated for the preparation of grain size fraction 1–2 mm at water current velocitiy of 31.6 $ml.s^{-1}$ when the weight yield of pumice concentrate was 13.66 % and the pumice content in concentrate was about 60 % (Tab. 2).

Despite the positive results of laboratory testing by hydrodynamic decomposition, the efficiency of processing by this mean is low since the weight yields of pumice concentrate recalculated to the rough rock are only about 3 %.

Processing in model size from prepared grain size fractions and using pneumatic classification on a countercurrent air separator resulted in 10–20 % yield whereas the wet separation on concentration table yielded but 3–6 %. Grists from obtained processing products are suitable for use in glass industry as additive to polishing agents of glass vases. In the view of contained impurities

(volcanic glass and quartz) this material appeared not suitable for wet polishing of polyester and synthetic products.

Moreover the suitability of rhyolite tuff (pumiceous) in natural state was proved as additive into cleaning powders as well as as fluxing agent in the production of ceramic masses and bodies.

The main domain of the use for such rhyolite tuff however is the construction industry, namely the production of puzzolane cement, plaster and mortar mixtures.

For the preparation of puzzolane cement, the rhyolite tuff has been tested in mixture with clinker in the Ladce cement factory. Hydraulic activity of tuff, its puzzolane activity (content of active silica) and strength of cement have been tested (Tabs. 5, 6 and figs. 2, 3). Obtained results showed that cement with 30 % of rhyolite tuff refers to quality SPC–325 whereas lesser amounts of tuff refer to quality SPC–400 eventually higher.

The rhyolite tuff represents suitable retention and hydraulic additive into dry plaster and mortar mixtures or it may be used as suitable substitute for natural fine aggregate stone in such mixtures. As additive has suitable influence onto the strength of mortar as well as the water retention. Their use decreases the volume weigth of mortar and these mortar mixtures appear suitable for thermo-insolating purposes as well. The mortar prepared from pure rhyolite tuff appeared as "short", not enough plastic and destroyed by freezing. The ability of rhyolite tuff to bound with lime and its hydraulic activity gives real possibility to use the rock to produce limy tuffaceous moulded blocks with a technology which appears energy-saving.

Conclusions

Technological testing of rhyolite tuff from Kráľovce locality proved that the raw is potential source for broad use in industry. Obtained characteristics on mineral and chemical composition together with data on processing products completed by results of physical analyses and the results of performed tests of the pure rock or as additive allow to propose it for broad use in construction industry, in puzzolane cement production and as additive to several materials in which its polishing and grinding ability may be exploited. The tuff appears suitable base for dry plaster and mortar production, as additive fluxing agent into ceramic bodies or as raw for limy-tuffaceous moulded brick and blocks.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 355–360

Spektrochemické stanovenie vedľajších a stopových prvkov v ílových mineráloch

JÁN MEDVEĎ[1], EDUARD PLŠKO[1], EDUARD MARTINY[2], VLADIMÍR ŠUCHA[2]

[1] Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2] Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 814 73 Bratislava

(Doručené 1. 3. 1991)

Spectrochemical analysis of minor and trace elements in clay minerals

The paper introduces spectrochemical method for the analysis of 15 elements in clay minerals, namely: B, Ba, Cr, Cu, La, Mn, Mo, Ni, Pb, Sc, V, Y and Zr. The suitability of experimentally obtained parameters is discussed, namely by method of normalized evaporation relation curves. The accuracy of analytical results is given for single elements as well as the reliability of the data controlled by the analysis of standard reference sample KK (kaolinite, Karlovy Vary) and by control analyses made by AAS. The proposed method supplies reliable results at suitable marginal values which can be used in the geochemical investigations of clay minerals.

Úvod

Pri poznávaní zákonitostí geochémie geologických procesov v horninovom systéme počas hypergénneho štádia, ako aj samotných podmienok vzniku sedimentov sa do popredia dostáva najmä štúdium distribúcie vedľajších a stopových prvkov v ílových mineráloch, na ktoré sa predovšetkým viažu. Touto problematikou sa zaoberal rad autorov (Akuľšina, 1971; Kraus, 1975; Minařik, Houdková, 1986; Čurlík a Medveď, 1988; Schreier, 1988; Šucha a Medveď, 1990, a i.).

Aj analytickochemickej problematike stanovovania prvkov v ílových materiáloch venuje odborná literatúra náležitú pozornosť. Zo starších prác možno spomenúť metódu spektrochemického stanovovania Ti, Mn, Ni, Co, Cr, Pb, V, Zn, Ga, Cu a Zr (Andrejeva, 1965), ako aj B (Simonova, 1965) v sedimentárnych horninách a ílových frakciách. V prvom prípade sa pufrované vzorky vnášali do horizontálneho oblúkového výboja metódou „presýpky" a v druhom pri použití elektromagnetického vibrátora. Presnosť stanovenia prvkov vyjadrenú vo forme relatívnej štandardnej odchýlky autorky udávajú v rozmedzí od ± 5 % do ± 15 %.

V súčasných prácach ide najmä o AAS a ICP stanovovanie hlavných a stopových prvkov v ílových frakciách z pelitov východnej časti Egypta (Schreier, 1988). Rozklad ílovej frakcie sa vykonal podľa Bocka (1979) a príslušné stanovenia podľa Thompsona a Walsha (1983) a Sansoniho (1985). Presnosť stanovenia výsledkov získaných metódou ICP sa pohybuje okolo ± 5,4 % a pri AAS iba ± 1,7 %. Správnosť analytických výsledkov sa kontrolovala analýzami štandardných referenčných materiálov MAG-1 (morské bahno), SCo-1 (bridlica) a SGR-1 (bridlica).

Pri rozpracúvaní kvantitatívnej spektrochemickej metódy na stanovenie vedľajších a stopových prvkov v ílových mineráloch sa vychádzalo najmä z poznatkov prác Andrejevovej (1985), Simonovej (1965), Scotta et al. (1971), Plšku (1975), Medveďa a Plšku (1980), Čurlíka a Medveďa (1988) a i.

Experimentálna časť

Na elimináciu vplyvu chemického zloženia neílových minerálov (klastickej prímesi pelitov a aleurolitov) na analytické výsledky sa analyzovala výlučne iba ílová frakcia pod 2 mikrometre. Analytická vzorka, t. j. frakcia ílových minerálov sa získala separáciou klasickou sedimentačnou metódou vo valcoch s destilovanou vodou.

Tieto vzorky sa museli ešte ďalej upravovať, pretože ílové minerály obsahujú premenlivé množstvo rôzne viazanej vody (Šály a Mihálik, 1970). Podľa údajov Deera et al. (1962) a Schreiera (1988) sa obsah vody v ílových mineráloch pohybuje od 0,5 % do 16 %. Na jej odstránenie sa používa zahrievanie do 110 °C, ale sú údaje (Deer et al., 1962) o tom, že pri tejto teplote sa nepodarí odstrániť všetku vodu. Časť „medzivrstvovej vody" môže zostávať aj pri teplote 250–300 °C a jej uvoľnenie sa už prelína s uvoľňovaním OH-skupín z mriežky ílových minerálov.

Prítomnosť vody vo vzorkách spôsobuje pri exitačnom procese ich vyprskávanie z krátera elektródy, a tým aj nereprodukovateľné výsledky analýzy. Tento nepriaznivý vplyv sa dá odstrániť vyžíhaním vzoriek. Na základe záznamov DTA, ako aj pokusov so žíhaním vzoriek pri 400, 600 a 800 °C sa určila optimálna teplota žíhania 600 °C počas 2 hodín.

Vzhľadom na variabilný obsah hlavných zložiek v rozličných typoch ílových minerálov je na potlačenie vplyvu zloženia matrixu na analytické výsledky, ako aj na stabilizovanie teploty výboja nevyhnutné riediť vzorky ílovej frakcie spektrochemickou prímesou. Najväčší vplyv na hodnotu ΔY má zvýšený obsah draslíka, kým zmeny v obsahu ostatných zložiek sa signifikantne neprejavujú (Plško, 1975).

Z predbežných pokusov sa zistilo, že najvhodnejšie parametre zo skúšaných spektrochemických prímesí vykazuje Li_2CO_3. Ďalej sa zistilo optimálne riedenie vyžíhaných vzoriek s pufračnou zmesou v pomere 3 : 7 (pufračná zmes = grafitový prášok SU-602: spektrochemickej prímesi Li_2CO_3 = 6 : 1). Vyššie riedenie by už viedlo k zhoršeniu dôkazuschopnosti sledovaných prvkov.

Keďže stanovované prvky možno rozdeliť na ľahkoprchavé a strednoprchavé, majúce analytické čiary v ultrafialovej aj viditeľnej oblasti spektra, použili sme v súlade s doterajšími skúsenosťami nasledujúce vnútorné porovnávacie prvky: Ge, Pd a Eu s koncentráciou 1 000 ppm v pufračnej zmesi.

Analyzované vzorky ílových frakcií vyseparované z pelitov sú zložené prevažne z illitov a menej chloritov. Z tohto dôvodu sa syntetický matrix pripravil na základe publikovaných údajov o priemernom chemickom zložení hlavných zložiek illitov (Merriman a Roberts, 1985; Schreier, 1988). Pripravený syntetický matrix bol zhomogenizovaný, vyžíhaný 2 hod. pri 800 °C a opäť zhomogenizovaný. Jeho zloženie je v tab. 1.

Za použitia takto pripraveného matrixu, prídavku vhodných spektrálne čistých zlúčenín analyzovaných prvkov fy Johnson-Matthey a príslušným riedením sa získala sada analytických kalibračných štandardov s obsahom prvkov od 1 % meniacim sa vždy o faktor $\sqrt{0,1} = 0,316$ až po obsah 0,000316 %.

Celý súbor analyzovaných prvkov (s obsahom 0,1 % v matrixe kalibračného štandardu) a porovnávacích prvkov vo zvolenom pomere riedenia sa podrobil dôkladnému výskumu procesu odparovania. Priebeh odparovania sa sledoval pomocou tzv. rozvinutých spektrogramov získaných metódou pohybujúcej sa kazety. Fotometricky namerané hodnoty sčernania sa pretransformovali na intenzitné hodnoty a z týchto údajov sa potom kon-

TAB. 1
Zloženie matrixu ílových minerálov
Composition of the clay mineral matrix

Zložka	Obsah v %	Vážené
SiO_2	48,00	SiO_2
Al_2O_3	30,00	Al_2O_3
TiO_2	0,80	TiO_2
Fe_2O_3	5,50	Fe_2O_3
MgO	1,34	MgO
CaO	0,40	$CaCO_3$
Na_2O	1,66	Na_2CO_3
K_2O	5,55	K_2CO_3
H_2O^+	6,75	
Σ	100,00	

TAB. 2
Pracovné podmienky
Working conditions

Spektrograf	PGS 2, jednoduchý prechod m = 1
Mriežka	651 vrypov/mm
Spektrálne rozsahy	α = 5,65 – od 210 nm do 390 nm α = 7,86 – od 330 nm do 500 nm
Druh zobrazenia	trojšošovkové s medzizobrazením
Medziclona	3,2 mm
Štrbina	0,020 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. pri 20 ° C
Druh budenia	oblúk jednosmerného prúdu, anodická polarizácia nosnej elektródy
Budiaci zdroj	UBI 2
Intenzita prúdu	6 A
Expozičný čas	90 s

TAB. 3
Merané spektrálne čiary
Measured spectral lines

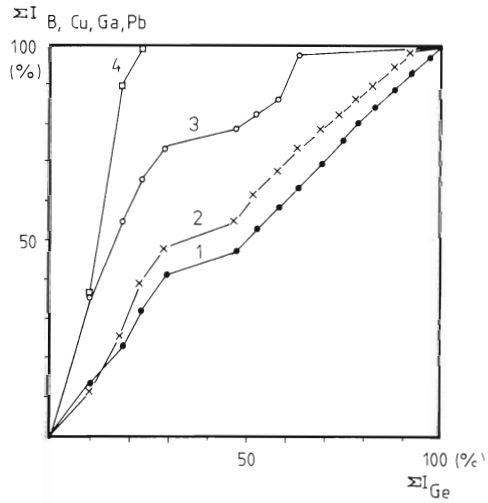
Analytický prvok			Porovnávací prvok		
Prvok	λ	B.p.	Prvok	λ	B.p.
B I	249,77	4,96	Ge I	265,11	4,85
Ba II	233,52	6,00	Ge I	265,11	4,85
Ba II	455,40	2,70	Eu I	459,40	2,72
Cr I	425,43	2,91	Eu I	459,40	2,72
Cu I	324,75	3,82	Ge I	265,11	4,85
Ga I	294,72	4,31	Ge I	265,11	4,85
La II	433,37	3,03	Eu I	459,40	2,72
Mn II	260,56	4,75	Ge I	265,11	4,85
Mo I	317,03	3,91	Pd I	311,40	4,94
Ni I	341,47	3,65	Pd I	342,12	4,58
Pb I	283,30	4,37	Ge I	265,11	4,85
Sc II	424,68	3,23	Eu I	459,40	2,72
Sr I	460,73	2,69	Eu I	459,40	2,72
V I	318,39	3,90	Pd I	311,40	4,94
Y II	371,03	3,52	Pd I	342,12	4,58
Zr II	343,82	3,69	Pd I	342,12	4,58

λ – vlnové dĺžky čiar v nm, B.p. – budiaci potenciál v eV

λ – wave length of line in nm, B.p. – excitation potential in eV

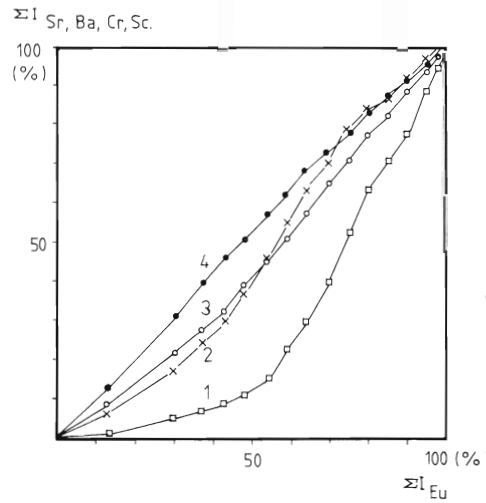
štruovali normované vzťahové krivky (Plško, 1976), v ktorých sa na os X vynášala integrálna intenzita porovnávacieho prvku a na os Y integrálna intenzita analytického prvku (obr. 1–4). Tak bolo možno sledovať vplyv použitých spektrochemických prímesí (grafitového prášku a Li_2CO_3) na priebeh intenzity dvojíc spektrálnych čiar analytického a porovnávacieho prvku odparujúcich sa zo zvoleného matrixu ílových minerálov súčasne.

Z obr. 1 vidieť, že použité riedenie daného kalibračného štandardu spektrochemickými prímesami spôsobuje v prípade dvojíc prvkov B/Ge a Cu/Ge rovnomerné odparovanie, pri dvojiciach prvkov Pb/Ge o niečo menej a pri Ga/Ge sa prednostne odparujú analytické prvky Pb a Ga voči Ge, čo je dané ich ľahkoprchavým charakterom. Z uvedeného vyplýva, že Ge nie je pre Pb a Ga optimálnym porovnávacím prvkom, ale v tomto



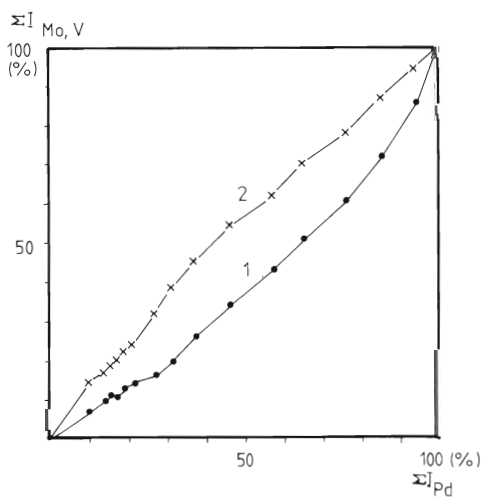
Obr. 1. Normované vyparovacie vzťahové krivky pre dvojice čiar. 1 – B 249,77 nm/Ge 265,11 nm, 2 – Cu 324,75 nm/Ge 265,11 nm, 3 – Ga 294,75 nm/Ge 265,11 nm, 4 – Pb 283,30 nm/Ge 265,11 nm.

Fig. 1. Normalized evaporation relation curves for spectral line doublets. 1 – B 249.77 nm/Ge 265.11 nm, 2 – Cu 324.75 nm/Ge 265.11 nm, 3 – Ga 294.75 nm/Ge 265.11 nm, 4 – Pb 283.30 nm/Ge 265.11 nm.



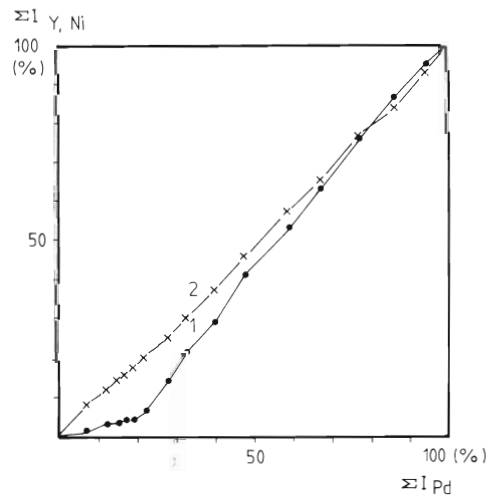
Obr. 3. Normované vyparovacie vzťahové krivky pre dvojice čiar. 1 – Sc 424,68 nm/Eu 459,40 nm, 2 – Ba 455,40 nm/Eu 459,40 nm, 3 – Cr 425,43 nm/Eu 459,40 nm, 4 – Sr 460,73 nm/Eu 459,40 nm.

Fig. 3. Normalized evaporation relation curves for spectral line doublets. 1 – Sc 424.68 nm/Eu 459.40 nm, 2 – Ba 455.40 nm/Eu 459.40 nm, 3 – Cr 425.43 nm/Eu 459.40 nm, 4 – 460.73 nm/Eu 459.40.



Obr. 2. Normované vyparovacie vzťahové krivky pre dvojice čiar. 1 – Mo 317,03 nm/Pd 311,40 nm, 2 – V 318,39 nm/Pd 311,40 nm.

Fig. 2. Normalized evaporation relation curves for spectral line doublets. 1 – Mo 317.03 nm/Pd 311.40 nm, 2 – V 318.39 nm/Pd 311.40 nm.



Obr. 4. Normované vyparovacie vzťahové krivky pre dvojice čiar. 1 – Y 371,03 nm/Pd 342,12 nm, 2 – Ni 341,47 nm/Pd 342,12 nm.

Fig. 4. Normalized evaporation relation curves for spectral line doublets. 1 – Y 371.03 nm/Pd 342,12, 2 – Ni 341.47 nm/Pd 342.12 nm.

prípade sa to prijalo ako kompromisné riešenie.

Vyparovanie dvojíc prvkov Mo/Pd, V/Pd, Ni/Pd a Y/Pd je počas celého pozorovania exitácie proporcionálne (obr. 2, 4).

Prvky Sc, Cr, Ba a Sr majú svoje analytické čiary vo viditeľnej oblasti spektra, kde sú pomerne obmedzené možnosti s použitím vhodného porovnávacieho prvku. Na základe predchádzajúcich skúseností (Medveď et al., 1974; Medveď a Plško, 1979) sme pre túto skupinu prvkov použili porovnávací prvok Eu.

Obr. 4 znázorňuje priebeh odparovania prvkov vo vzťahu k Eu, ktorý je okrem dvojice Sc/Eu rovnomerný. Z dvojice Sc/Eu sa zo začiatku prednostne odparuje Eu, ale po krátkom čase exitácie sa vyparovací proces vyrovnáva.

Vyparovaciu vzťahovú krivku La/Eu nebolo možno skonštruovať, pretože sčernanie čiary La sa objavilo až po 40 s exitácie, aj to sporadicky.

Z priebehu normovaných vyparovacích vzťahových kriviek sa určil aj optimálny čas expozície 90 s.

Snímkovanie vzoriek, syntetických kalibračných štandardov a štandardnej referenčnej vzorky sa vykonalo za podmienok opísaných v tab. 2. Uvedené pracovné podmienky zabezpečujú stabilné budenie spektier počas celého vyparovania sa vzoriek (nenastáva vyhadzovanie vzoriek z krátera elektródy a putovaniu plameňa oblúka po obvode protielektródy).

Analytické čiary stanovovaných prvkov, ako aj čiary porovnávacích prvkov sa volili tak, aby zaručovali čo najlepšiu reprodukovateľnosť a dôkazuschopnosť (ich vlnové dĺžky sú uvedené v tab. 3).

Sčernanie príslušných spektrálnych čiar sa meralo mikrofotometricky a previedlo sa na hodnoty Y (log I) pomocou kalibračných kriviek emulzie. Tie sa konštruovali pre oblasť vlnových dĺžok 250, 300, 350 a 450 nm za použitia výsledkov získaných z predbežných kriviek (Plško, 1969).

Analytické kalibračné krivky sa zostrojovali v súradniciach ΔY versus log C. Snímkovalo sa v ultrafialovej a viditeľnej oblasti spektra – kalibračné štandardy a štandardná referenčná vzorka trikrát a vzorky dvakrát. Zo získaných výsledkov sa berie geometrický stred.

Výsledky a diskusia

Spoľahlivosť každého analytického postupu možno hodnotiť jeho presnosťou a správnosťou.

Z hľadiska matematickej štatistiky je najvhodnejšou mierou hodnotenia presnosti 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 našom prípade sa presnosť stanovenia vyjadrená relatívnou štandardnou odchýlkou (S_{rp}) jednotlivých prvkov vypočítala z výsledkov paralelných meraní vykonaných zo 40 vzoriek vyseparovaných ílových minerálov. Jej hodnoty sú spolu s počtom vstupných údajov v tab. 4.

TAB. 4

Presnosť stanovenia a koncentračné rozsahy prvkov
Accuracy of determination and concentration spans of elements

Prvok	n	S_{rp}	ΔC	ΔC_i
B	80	4,80	10 – 1 000	33 – 540
Ba	80	6,66	3 – 3 000	133 – 630
Cr	78	8,37	3 – 300	4 – >300
Cu	76	5,03	3 – 300	<3 – >300
Ga	80	9,92	3 – 300	10 – 87
La	8	25,94	30 – 1 000	<30 – 98
Mn	78	5,86	10 – 1 000	33 – >1 000
Mo	72	15,45	1 – 100	<1 – >100
Ni	80	3,88	3 – 300	7 – 140
Pb	48	18,56	3 – 1 000	<3 – 370
Sc	80	21,50	1 – 300	2 – 69
Sr	80	4,40	3 – 1 000	36 – 239
V	80	5,66	3 – 1 000	12 – 440
Y	80	11,01	3 – 300	6 – 66
Zr	80	9,40	30 – 3 000	39 – 380

n – počet analytických údajov, S_{rp} – relatívna štandardná odchýlka v %, ΔC – merateľný koncentračný rozsah v ppm, ΔC_i – koncentračný rozsah obsahov prvkov vo vzorkách v ppm

n – number of analytical data, S_{rp} – relative standard deviation in %, ΔC – measurable concentration span in ppm, ΔC_i – concentration span of elements in samples, ppm

Ako vyplýva z tab. 4, presnosť stanovenia S_{rp} je pri väčšine prvkov veľmi dobrá (pohybuje sa od 4,40 do 11,01 %), okrem La (25,94 %), kde je málo údajov a aj tie sú na hranici medze stanoviteľnosti, Pb (18,56 %), kde Ge nie je najvhodnejší porovnávací prvok (pozri obr. 1), a napokon Mo (15,45 %) a Sc (21,50 %), pri ktorých na zvýšenie hodnôt presnosti pravdepodobne najviac pôsobí ich nehomogénne rozloženie v analyzovaných vzorkách.

Tab. 4 obsahuje aj danou metódou merateľné koncentračné rozsahy prvkov (ΔC), kde spodná hodnota tohto rozsahu zároveň reprezentuje medzu stanoviteľnosti, ako aj koncentračný rozsah obsahu prvkov vo vzorkách (ΔC_i).

Väčšina obsahov prvkov zo sledovaného súboru 40 vzoriek spadá do merateľného koncentračného rozsahu ΔC. Výnimku tvorí La, ktorý bol merateľný len v 4 vzorkách, a Pb, merateľné v 24 vzorkách. Pri Cr, Cu, Mn a Mo je zanedbateľné množstvo vzoriek, v ktorých je ich obsah pod merateľným koncentračným rozsahom, resp. nad ním.

Pri hodnotení správnosti analytického postupu sme postupovali dvoma spôsobmi. V prvom išlo o porovnanie výsledkov získaných vypracovaným spektrochemickým postupom s odporučenými hodnotami pre zodpovedajúci štandardný referen-

TAB. 5

Výsledky kontrolných analýz štandardnej referenčnej vzorky KK (kaolín – Karlové Vary, ÚNS Kutná Hora)
Results of control analyses of the standard reference sample KK (kaolin Karlovy Vary, ÚNS Kutná Hora)

Prvok	Nájdené (a)			Odporučené (b)		
	n	x̄	S	n	x̄	S
B	6	34,8	1,81	3	34	NA
Ba	6	143	12,95	5	170	NA
Cr	6	10,8	0,87	7	9,5	2,78
Cu	6	9,3	0,61	13	8,8	2,41
Ga	6	37	4,58	4	43	NA
La	6	53,5	22,36	2	46,5	NA
Mn	6	118,6	11,13	24	116	15,50
Mo	6	< 1	–	6	< 1	–
Ni	6	7,4	0,50	8	7,2	NA
Pb	6	116,2	21,54	14	120	34,60
Sc	6	9,2	1,79	4	6,5	NA
Sr	6	90,8	7,65	7	76	19,10
V	6	13,4	0,90	5	14,6	NA
Y	6	9,6	1,02	–	–	–
Zr	6	57	5,73	6	68	NA

a – analytické údaje štand. ref. mat. KK získané vypracovanou spektrochem. metódou, b – odporučené analytické údaje štand. ref. materiálu KK, n – počet analytických údajov, x̄ – aritmetický stred v ppm, S – štandardná odchýlka v ± ppm, NA – neatestované hodnoty

TAB. 6

Výsledky kontrolných analýz prevádzkových vzoriek získané metódou OES a AAS
Results of control analyses of service samples obtained by OES and AAS methods

Číslo vzorky	Metóda	Obsah prvkov v ppm			
		Cu	Mn	Ni	Sr
U-5	OES	36	380	–	60
	AAS	32	345	–	70
U-13 B	OES	5,8	50	–	50
	AAS	9	62	–	70
U-15	OES	63	342	–	56
	AAS	87	436	–	60
U-23	OES	7,8	80	–	90
	AAS	11	78	–	90
U-42 A	OES	>300	39	–	65
	AAS	548	35	–	75
U-42 B	OES	277	31	–	118
	AAS	264	27	–	110
U-45	OES	16,4	>1 000	–	117
	AAS	24	2 040	–	105
U-46	OES	7,2	72	–	38
	AAS	12	64	–	35
1018/380	OES	9,7	66,3	17,6	60,6
	AAS	10	57	20	50
1018/571	OES	11,2	190	67	55
	AAS	13.3	208	66,6	75
M-2 1 337	OES	7,8	135	67,7	39
	AAS	7,1	137	71,4	50

čný materiál KK (kaolín – Karlové Vary, Ústav nerastných surovín Kutná Hora), ktoré sú uvedené v tab. 5. Z tab. 5 vidieť, že väčšina „odporučených" obsahov (údaje b), okrem Cr, Cu, Mn, Pb a Sr, má neatestovaný charakter pre nízky počet stanovení inými nezávislými analytickými metódami. Obsahy, ktoré sme získali (údaje a), sa však dobre zhodujú s „odporučenými" (a to i napriek tomu, že štandardný referenčný materiál KK má obsah oxidu draselného 1,06 % oproti 5,55 % oxidu draselného v syntetických kalibračných štandardoch, pričom by bolo možno predpokladať vplyv variability obsahu draslíka na analytické výsledky). V druhom prípade išlo o porovnanie získaných výsledkov obsahov niektorých prvkov vo vybraných prevádzkových vzorkách s výsledkami získanými metódou AAS (tab. 6). Aj v tomto prípade možno konštatovať pomerne dobrú zhodu výsledkov.

Záver

Opísaná spektrochemická metóda umožňuje stanoviť B, Ba, Cr, Cu, La, Mn, Mo, Ni, Pb, Sc, Sr, V, Y a Zr vo vzorkách ílových minerálov.

Vplyv variability obsahu alkalických prvkov, najmä draslíka (bežný pri analýze ílových minerálov), na obsah stanovovaných prvkov sa eliminoval riedením analyzovaných vzoriek spektrochemickými prímesami grafitovým práškom a Li_2CO_3 v pomere 3 : 6 : 1.

Stabilita podmienok vyparovania, teda aj reprodukovateľnosť analytických výsledkov sa ďalej zaistila použitím vyžíhaných vzoriek a špeciálnych elektród SU 219 a SG 359.

Na základe hodnotenia presnosti a správnosti možno konštatovať, že vypracovaná spektrochemická metóda poskytuje pri dostatočnej medzi stanoviteľnosti spoľahlivé analytické výsledky vhodné pre ďalší geochemický výskum.

Literatúra

Akuľšina, E. L. 1971: Veščestvennyj sostav glinistoj časti porod paleozoja sibirskoj i ruskoj platform i ego evoljucija. *Izd. Nauka, 152.*

Andrejeva, L. N. 1965: Količestvennoje spektraľnoje opredelenije malych elementov v osadočnych porodach. *Trudy Inst. Geol. Geofiz. (Novosibirsk), 32.*

Bock, R. 1979: A Handbook of Decomposition Methods in Analytical Chemistry. *Inter. Textbook Company. Aberdeen. 444.*

Čurlík, J. a Medveď, J. 1988: Basalt weathering in the area of the Cerová vrchovina highlands – geochemical aspects. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 217–239.*

Kraus, I. 1975: Distribúcia mikroprvkov v íloch neogénnych panví Západných Karpát. *Náuka o Zemi, Sér. geol., 9, 172.*

Medveď, J., Plško, E. a Cubínek, J. 1974: Studium der zuverlässigkeit von Mikroelementen in Silikatgesteinen. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 27, 183–194.*

Medveď, J. a Plško, E. 1979: Spektrochemische Spurenbestimmung in ultrabasischen Gesteinen. In: Sympózium o petroge-

néze a geochémii geologických procesov. *Veda, vyd. SAV, 297–302.*
Medveď, J. and Plško, E. 1980: Spectrochemical determination of microelements in weathered materials on silicate rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 177–184.*
Merriman, R. J. and Roberts, B. 1985: A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn North Wales. *Mineral. Mag. (London), 49, 305–319.*
Minařik, L. a Houdková, Z. 1986: Geochemie procesu zvětrávaní hornin. *Vybrané otázky z geochemie, II. celošt. semin., Sbor. přednášek, 27–36.*
Plško, E. 1969: Bedeutung der Vorkurve bei der Transformation der Schwärzung auf die Intensität der Spektrallinien. *Chem. Zvesti, 23, 150–158.*
Plško, E. 1973: Színképelemzési módszerek sztatisztikus paramétereinek meghatározása üzemi minták alapján. *MTA Kémiai közlemények, 39, 351–361.*
Plško, E. 1975: Spektrochemická analýza stopových prvkov v íloch. Záver. správa úlohy ŠPZV č. II-8-6/5 Metódy separácie minerálov a chemickej analýzy hornín, minerálov a surovín. *Manuskript – archív GÚ PF UK Bratislava, 71–84.*
Plško, E. 1976: Les propriétés spectrochimiques de certaines sources lumineuses. *Pure appl. Chem., 48, 69–75.*
Sansoni, B. 1985: Instrumentelle Multielementanalyse. *VCH, Weinheim, 782.*
Schreier, Ch. M. 1988: Geochemie und Mineralogie oberkretazicher und alttertiärer Pelite der östlichen Wüste Ägyptens und ihre geologische Interpretation. *Verlag von D. Reimer in Berlin, 124.*
Simonova, V. I. 1965: Količestvennoje spektraľnoje opredelenie bora v osadočnych porodach. *Trudy Inst. Geol. Geofiz. (Novosibirsk), 32.*
Šály, R. a Mihálik, A. 1970: Ílové nerasty v lesných pôdach na Slovensku. *Nauka o Zemi, Sér. ped., 7, 112.*
Šucha, V. a Medveď, J. 1990: Stopové prvky v ílových mineráloch ako indikátory geologických procesov v sedimentoch permu severného gemerika. *Mineralia slov., 22, 417–420.*
Thompson, M. and Walsh, J. N. 1983: A handbook of inductively coupled plasma spectrometry. *Blackie, Glasgow, London, 273.*

Spectrochemical analysis of minor trace elements in clay minerals

The investigation of minor and trace elements in clay minerals as their main hosts appears significant for the knowledge of regularities in geochemical processes of a rock system in hypergenous stage as well as of conditions during the generation of sediments.

Since the clay minerals are multi-component systems, in which the single components are fluctuating in relatively broad limits what renders unfavourably the analytical results, it was namely necessary to paid attention to the problems of analytical chemistry. The problem was solved using the spectrochemical method allowing to analyze reliably a broad spectrum of elements within concentration ranges from 3 ppm to 3 000 ppm independently from the changing matrix of clay minerals analyzed.

During the preparation of quantitative spectrochemical method, namely the knowlendge given by Andreyevova (1965), Simonova (1965), Scott et al. (1971), Plško (1975), Medveď, Plško (1980), Čurlík, Medveď (1988) and others served as base.

Analytical samples were solely represented by clay fractions under 2 micrometers size gained by the classical sedimentary separation method in cylinders filled by distilled water. The samples have further been dryed at 110 °C and fired at 600 °C during 2 hours since the clay minerals contain variable amounts of differently bound water (Šály, Mihálik 1970; Schreier 1988).

With the aim to diminish the influence of variability in major components onto the analytical results as well as to stabilize the discharge temperature, it appeared necessary to dilute the fired samples by spectrochemical additives in the relation 3 : 7 (spectrochemical additives = graphite powder SU 602 : Li_2CO_3 = 6 : 1).

The internal reference elements were represented by Ge, Pd and Eu for the elements with analytical lines in ultraviolet as well as visible domains of the spectrum. The suitability of their use was tested by normalized evaporation curves. Their shape determined the optimal exposition time as 90 sec. Blackenings of the respective spectral lines were measured by microphotometer and they have been changed into Y values (log. I) using calibration curves of emulsion. The analytical calibration curves have been constructed in coordinates of Δ Y and log C.

The accuracy of analytical results expressed by relative standard deviation (S_{rp}) has been calculated from the results of parallel measurements realized on 40 samples. The respective values are mostly between 4 and 11 %.

The reliability of analytical results has been controlled by analyses of standard reference sample KK (kaolin – Karlovy Vary, ÚNS Kutná Hora) as well ad by comparing the obtained results of concentrations for some elements in selected routine samples with results gained using AAS. In both cases a relatively good correspondence may be confirmed.

The described spectrochemical method provide reliable results at sufficient analytical limit for minor and trace elements in various types of clay minerals.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 361–364

Vanadinit z permských bazaltov z Malužinej

IVAN FRIEDL, PAVEL ŽENIŠ

Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 6. 3. 1991)

Vanadinite in Permian basalts from Malužiná (Central Slovakia)

In Permian volcanites (melaphyre) of the Malužiná Formation of the Choč unit, vanadinite was found to occur in rock cavity on the Malužiná – Svidovo locality in the Low Tatra Mts. This is the first surely proved occurrence of this mineral for the CSFR. The paper introduces detailed discription of the mineral identified by several methods. The crystallochemical formula is $(Pb_{4.804}\ Cu_{0.015})(Cl_{1.028}/V_{2.783}As_{0.170}P_{0.013}/O_{12})$. Vanadinite originated by deuteric processes releasing V^{5+} from dark rock-forming and accessory minerals and Pb^{2+} from galenite during weathering processes.

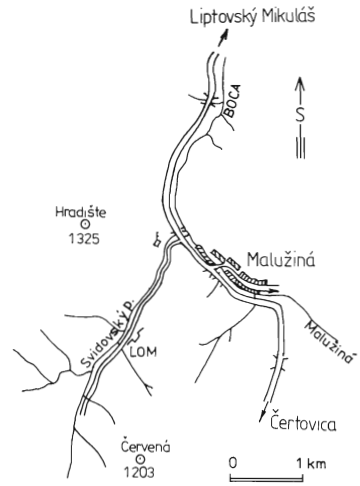
Úvod

V poslednom období sa pri podrobnom štúdiu mineralizácií priestorovo spätých s permskými bázickými vulkanitmi (melafýrmi) na niekoľkých miestach zistili viaceré na území Západných Karpát zriedkavo sa vyskytujúce minerály. Jedným z nich je aj vanadinit. Lokalitou je činný lom v doline Svidovo 1 km na JZ od obce Malužiná na severnej strane Nízkych Tatier (obr. 1). Okolie je z minulosti známe hlavne výskytom žilného barytu so sprievodom Cu-minerálov, ktoré sú zastúpené aj v horninách (Koděra et al., 1990).

Oblasť je budovaná mladším paleozoikom chočskej jednotky (hronika), v ktorej sa vymedzili dve súvrstvia, a to nižnobocianske (karbón) a malužinské (perm). Ide o pôvodnú „melafýrovú sériu", resp. „verfén s melafýrmi" (Vozárová a Vozár, 1979). Súčasťou druhého súvrstvia je mohutný vulkanogénny komplex dvoch erupčných fáz s horninami, ktoré sa všeobecne označujú ako melafýry, melafýrové porfyrity a porfyrity. Novšie sa zaraďujú medzi bazalty až andezity tholeiitovej série (Vozár, 1977).

Charakteristika a identifikácia

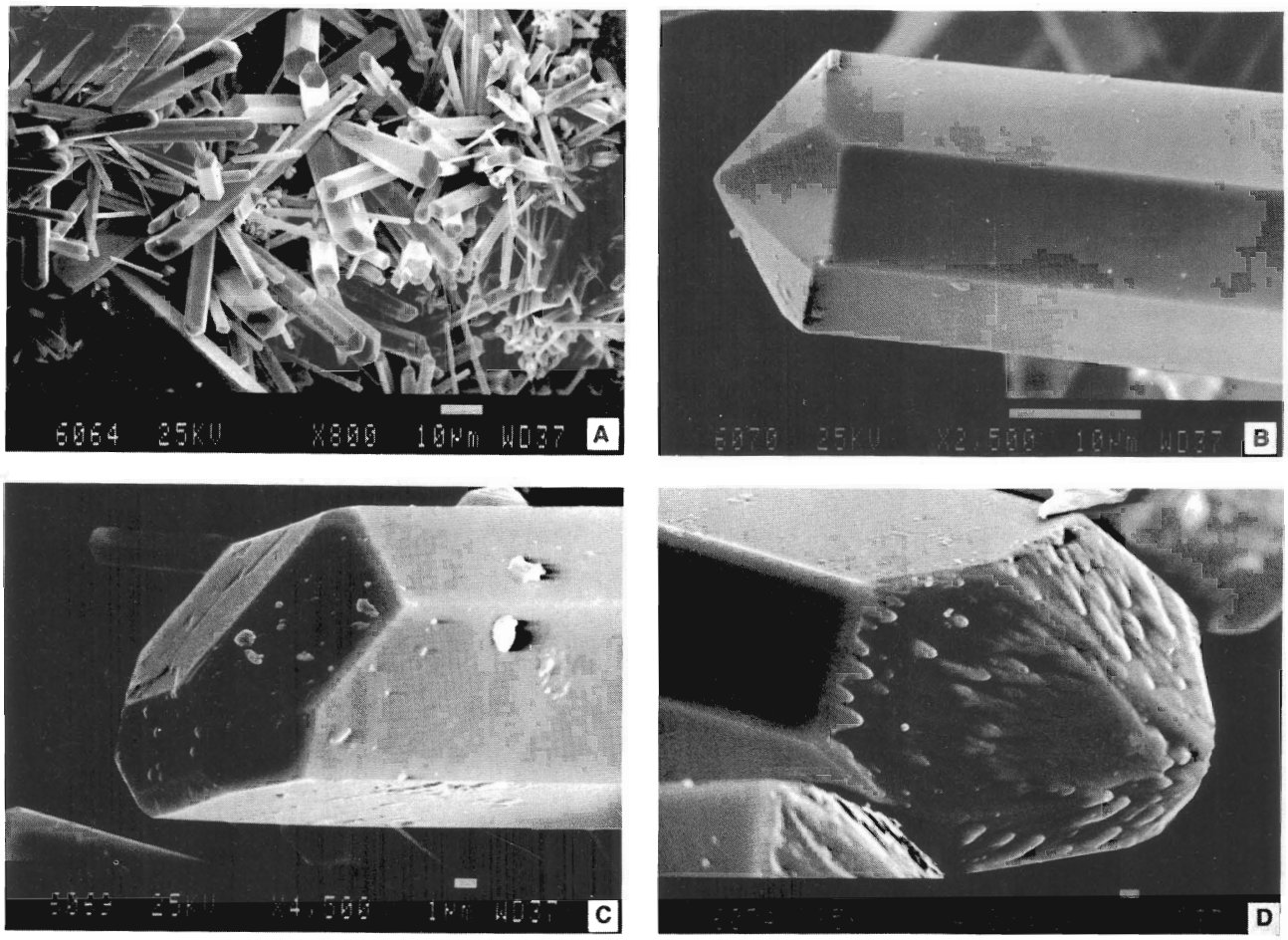
Vanadinit vystupoval v mandľovcovom melafýre a vystielal v ňom povrch nepravidelnej dutiny a sprievodných drobných puklín na ploche asi 5 cm^2. Hornina je sivozelená, s výrastlicami plagioklasov, pyroxénov a olivínu, ktoré sú zastúpené aj v základnej hmote, kde okrem vulkanického skla možno pozorovať produkty premeny (chlority, epidot, kremeň a i.) a akcesorické minerály (magnetit, ilmenit, zirkón, ojedinele aj galenit s ďalšími sulfidmi).



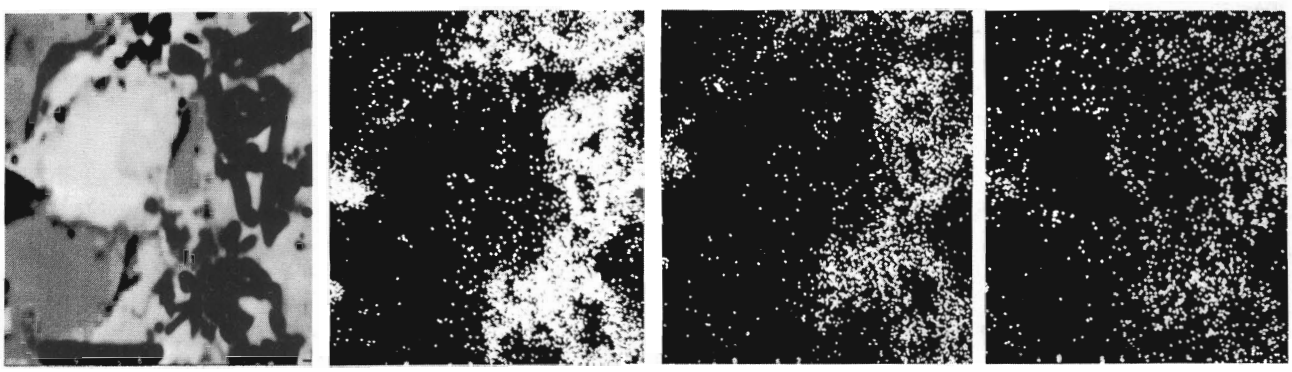
Obr. 1. Schematická mapka lokality Malužiná.
Fig. 1. Schematic map of the Malužiná locality.

Vanadinit tvorí izolované stĺpčekovité až ihličkovité kryštály a drúzovité agregáty (obr. 2a) narastené priamo na hornine a miestami aj na jemnej kôrke kryštalického kremeňa a kalcitu. Zo sekundárnych minerálov asociuje s práškovitým povlakom limonitu. Dĺžka izolovaných kryštálov nepresahuje 3 mm, hrúbka 0,5 mm a jedince v agregátnom zoskupení majú iba mikroskopickú veľkosť. Je priesvitný až priehľadný, má silný sklený lesk, výrazne žltú a väčšie kryštály tmavožltú až hnedú farbu. Optické vlastnosti v prechádzajúcom svetle: jednoosový, rovnobežné zhášanie, vyznačuje sa veľmi pestrými vysokými interferenčnými farbami, ktoré nedovoľujú určiť ďalšie vlastnosti. V odrazenom svetle má sivú farbu, nízku odraznosť, žlté, červené až modrasté vnútorné reflexy.

Kryštály sú idiomorfne obmedzené, s prevláda-



Obr. 2. Morfológia vanadinitu z lokality Malužiná-Svidovo.
Fig. 2. Morphology of vanadinite from Malužiná-Svidovo locality.



Obr. 3. Topografia (kryštály vanadinitu – tmavá fáza) a plošná distribúcia vyznačených prvkov. Zv. 300x.
Fig. 3. Topography (vanadinite crystals – dark phase) and areal distribution of indicated elements. Magn. x300.

júcimi plochami hexagonálnej prizmy $\{10\bar{1}0\}$, hexagonálnej pyramídy $\{10\bar{1}1\}$ a pinakoidu $\{0001\}$. Iné tvary sa spoľahlivo neidentifikovali (obr. 2b, c). Na niektorých apikálnych ukončeniach kryštálov možno pozorovať vicinálne plochy (obr. 2d). Totožnosť s hexagonálnou sústavou (6/m) potvrdilo meranie na dvojkruhovom goniometri. Veľkosť kryštálových hrán, resp. uhlov zovretých jednotlivými plochami kryštálov je 60°.

Spoľahlivo sa identifikoval pomocou rtg práško-

vej difrakčnej analýzy na prístroji DRON za týchto podmienok: CuK_α žiarenie, Ni filter, napätie 30 kV, prúd 5 mA, clony 0,5 – 4–2, posun ramena 1°/min, posun registračného papiera 600 mm/hod., časová konštanta 5, počet impulzov 1 000/s (analytik Šamajová, GÚ PF UK v Bratislave). Získaný súbor hodnôt d_{hkl} a príslušných intenzít je v dobrej zhode s publikovanými údajmi (tab. 1).

TAB. 1
Rtg difrakčný záznam vanadinitu z lokality Malužiná–Svidovo
X-ray diffraction record of vanadinite from Malužiná–Svidovo locality

^{d}mer.	^{I}mer.	^{d}tab.^{x}	^{I}tab.^{x}	hkl
4,47	20	4,47	30	200
4,25	40	4,22	40	111
		3,82	10	201
3,69	10	3,68	16	002
3,36	90	3,38	60	102,210
3,07	80	3,07	85	211
2,992	100	2,988	100	112,300
		2,579	8	220
2,459	10	2,485	6	212,310
		2,435	2	221
2,292	10	2,313	12	302
2,238	10	2,237	10	400
2,217	10	2,210	16	113
2,113	30	2,111	35	222
2,056	20	2,054	30	312,320
1,984	30	1,980	40	213,321
1,949	20	1,950	30	410
1,907	25	1,910	35	402
1,838	5	1,837	20	004
1,817	15	1,789	6	104,322*
		1,723	10	412,330
1,685	5	1,692	10	204,420
1,675	5	1,675	10	331
1,607	10	1,610	20	214,502*
1,566	10	1,566	20B	323,511*
1,542	10	1,539	2	422

*Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 13-585. Hodnoty d sú v 10^{-10} m.

Chemické zloženie sa sledovalo kvalitatívnou rtg mikroanalýzou na prístroji JXA-5 A (analytik Jančula, CHTF VŠT v Bratislave). Zastúpenie hlavných prvkov dokumentuje distribúcia PbM_α, VK_α, ClK_α (obr. 3). Okrem toho bol podrobený kvantitatívnej rtg mikroanalýze na prístroji JXA-50 A (analytik Kolman, Ústav geológie a geotechniky ČSAV v Prahe) za týchto pracovných podmienok: urýchľovacie napätie 15 kV, abs. prúd 20 mA/MgO, čas merania 3 × 10 s, počet analyzovaných bodov 7, štandardy – PbSe, GaAs, ZnS, Cu, Cr, V, NaCl, diopsid, apatit. Dáta sa spracovali na základe programu SONDA 03, ZA korekcie (Škvára, Jurek, 1973). Pomocou toho istého programu sa dodatočne vypočítali korekcie na fluorescenciu (F), ale zistené údaje namerané hodnoty obsahu prvkov výraznejšie neovplyvňovali. Okrem Pb^{2+}, V^{5+} a Cl^- sa na zložení vanadinitu nepatrne zúčastňuje v katiónovej časti Cu^{2+} a v aniónovej časti As^{5+} a P^{5+} (tab. 2). Vypočítaný kryštalochemický vzorec – $(Pb_{4,804}, Cu_{0,015})$. $[Cl_{1,028}/(V_{2,783}, As_{0,170}, P_{0,013})\ O_{12}]$ – sa dobre zhoduje s teoretickým zložením vanadinitu. Mierne odchýlky možno pripísať analytickým chybám.

TAB. 2
Bodové chemické analýzy (1-7) vanadinitu z lokality Malužiná – Svidovo (v hmot. %)
Point chemical analyses (1-7) of vanadinite from Malužiná – Svidovo locality (in wgt. %)

	1	2	3	4	5	6	7
PbO	78,7	77,67	77,90	79,37	79,04	78,64	79,06
CuO	0,09	0,12	0,01	0,04	0,17	0,12	0,03
V_2O_5	19,04	18,81	18,25	18,83	17,16	17,55	19,12
As_2O_5	0,77	1,06	1,21	0,90	1,88	1,85	0,92
P_2O_5	0,14	0,16	0,10	0,02	0,03	0,04	0,00
Cl*	2,64	2,65	2,64	2,67	2,71	2,82	2,54
Spolu	101,41	100,47	100,11	101,83	100,99	101,05	101,67
Korek. na Cl	−0,6	−0,6	−0,6	−0,6	−0,6	−0,6	−0,6
Spolu	100,81	99,87	99,51	101,23	100,39	100,45	101,07

*Obsah Cl stanovený priamo je vyšší v dôsledku nepresností v registrácii spolu s dodatočnou excitáciou ClK_α žiarenia spôsobenou fluorescenciou charakteristického žiarenia.

Genéza

Zo všeobecne známych faktov geochémie vanádu vyplýva, že sa uplatňuje hlavne v bázických horninách. Vystupuje v tmavých horninotvorných silikátoch a v akcesorických mineráloch (magnetite, titanomagnetite a pod.), v ktorých izomorfne zastupuje Ti^{4+}, Fe^{3+} i Al^{3+}. Tu možno spomenúť vzrastanie obsahu vanádu v permských sedimentoch gemerika v priamej súvislosti od zvyšovania obsahu klastického bázického materiálu s minerálmi železa (hematit, magnetit; Rojkovič, 1967). Neskôr sa na lokalite Novoveská Huta zistila aj prítomnosť vzácneho V-minerálu montroseitu (Rojkovič a Krištín, 1974).

V melafýroch sa obsah vanádu regionálnejšie nesledoval. Komplexnejšie údaje sú iba z oblasti Malých Karpát. Najvyšší obsah sa zistil v chloritoch a epidote (Cubínek, 1977), ale samostatné minerály vanádu sa doteraz nenašli. Pozoruhodný je iba vyšší obsah vanádu v kupríte (0,58 hmot. %) z melafýru na lokalite Popelky v Podkrkonoší (Kvaček a Hak, 1967).

Z uvedeného vychodí, že vanadinit z Malužinej je sekundárnym minerálom. Jeho vznik súvisí so zvetrávacími procesmi, V^{5+} pochádza z akcesorických (magnetit, ilmenit) a tmavých horninotvorných minerálov melafýrov, nositeľom Pb^{2+} je galenit, ktorý možno pozorovať v podobe reliktných xenomorfných submikroskopických zrniek vtrúsených v hornine.

Záver

Lokalitu Malužiná-Svidovo možno považovať za prvý hodnoverný výskyt vanadinitu na Slovensku (doteraz nebol opísaný ani z inej oblasti ČSFR). Strohý údaj o jeho prítomnosti na vzorke z múzea a lokalizovaný do Banskej Štiavnice (Tóth, 1882) nebol exaktnejšie doložený.

Je reálny predpoklad, že pri podrobnejšom štúdiu bude možno asociáciu sekundárnych minerálov tejto lokality (chalkozín, covellín, malachit, azurit, chryzokol, erytrín, sadrovec, hemimorfit, anglesit) doplniť o ďalšie zaujímavé nálezy.

Literatúra

Cubínek, J. 1977: Die Distribution der Mikroelemente in Melaphyrgesteinen der Kleinen Karpaten. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož., 3, 87–145.*

Koděra, M. et al. 1990: Topografická mineralógia Slovenska. *Bratislava, Veda, 1 098.*

Kvaček, M. a Hak, J. 1967: The distribution of Vanadium in some mineral raw materials of Czechoslovakia. *In: Geochemie v Československu, Sbor. prací 1. geochemické konference v Ostravě v r. 1965. Vys. šk. báň. Ostrava, 171–174.*

Rojkovič, I. 1967: U-Mo-Cu zrudnenie v perme Spišsko-gemerského rudohoria. *In: Geochemie v Československu, Sbor. prací 1. geochemické konference v Ostravě v r. 1965. Vys. šk. báň. Ostrava, 437–438.*

Rojkovič, I. a Krištín, J. 1974: Montroseit (V, Fe)O(OH) an der Lagerstätte Novoveská Huta. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 77–80.*

Selected Powder Diffraction Data for Minerals, 1974. *JCPDS, Philadelphia, 833.*

Škvára, F. a Jurek, K. 1973: Vorträge II. Arbeitstagung Mikrosonde (sborník). *Berlín, Phys. Gesellsch. DDR.*

Tóth, M. 1882: Magyarország ásványai különös tekintettel termőhelyeik megállapítására. *Budapest, 509.*

Vozár, J. 1977: Magmatické horniny tholeitickej série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. *Mineralia slov., 9, 241–320.*

Vozárová, A. a Vozár, J. 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. *Mineralia slov., 11, 477–478.*

Mineralia slovaca, 23 (1991), 365–366

AKTUALITA

Spinel na skarnovom výskyte Včelín (hodrušsko-štiavnický intruzívny komplex)

JÁN RAJNOHA[1], PETER ANDRÁŠ[1], PETER MIKULA[2]

[1] Geologický ústav SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
[2] Rudné bane, závod, 902 01 Pezinok

(Doručené 26. 11. 1990, revidovaná verzia doručená 15. 1. 1991)

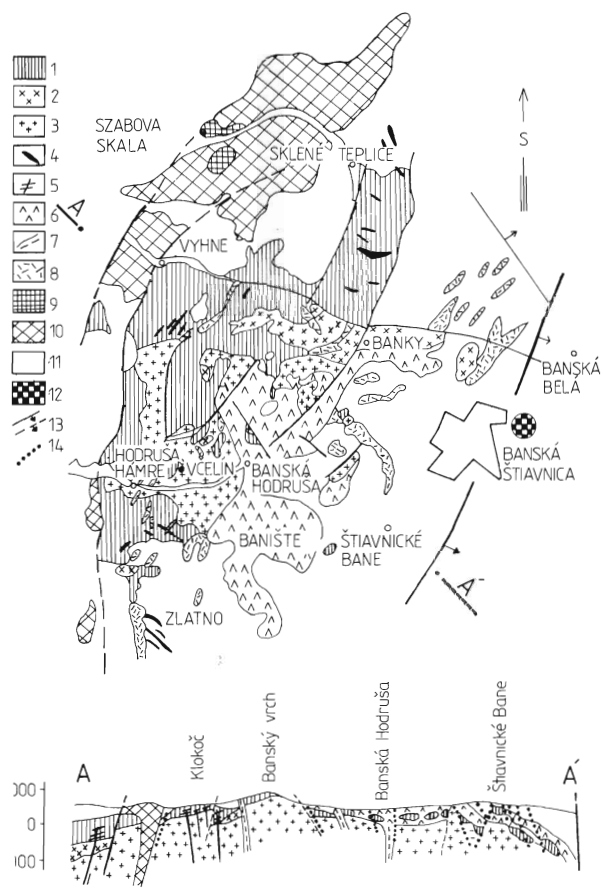
Spinel in the Včelín skarn occurrence, the Hodruša-Štiavnica Intrusive Complex, Central Slovakia

Spinel was identified beside magnetite and pyrite by X-ray diffraction analysis in the granodiorite massif on the southern slope of the Včelín hill. Crystals of spinel have octahedric habit and 2–20 mm size. They are pronouncedly inhomogenous containing phases richer in aluminium and magnesium as well as phases enriched by titanium and iron.

Kontaktnometasomatické skarnové ložiská v oblasti hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu (ďalej HŠIK) študovali viacerí autori (Burian et al., 1985; Gavora et al., 1976; Zábranský, 1969, 1976). Zábranský (1969) rozčlenil skarny HŠIK na dva typy: 1. horečnaté a 2. vápenaté. V horečnatých skarnoch Zábranský (1969, 1976) opísal aj výskyty spinelov (pleonastu), avšak vo vápenatých skarnoch sa výskyt spinelu doteraz nepotvrdil.

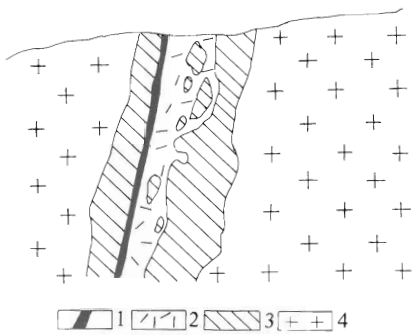
Na lokalite Včelín v údolí Hodrušského potoka sú staré banské diela, kde sa v stredoveku ťažili magnetitové šošovky. Jedna z nich (jej lokalizácia je vyznačená na obr. 1) v granodioritovom masíve na južnom svahu Včelína 200 m pod kótou 683 vystupuje na povrch šošovka kryštalických vápencov, ktoré rtg difrakčná a diferenčná termická analýza identifikovala ako kalcit. Uprostred je táto šošovka rozdrvená pozdĺž tektonickej línie severojužného smeru. Brekcia je vyhojená Mn-kalcitom (stanovené rtg difrakčnou a diferenčnou termickou analýzou). Na západnej strane vzniklo na kontakte s Mn-kalcitom zrudnenie, ktoré sa v stredoveku ťažilo ako magnetitová ruda (obr. 2). V skarne vystupujú tri rudné minerály identifikované rtg difrakčnou analýzou: magnetit, spinel a akcesorický pyrit.

Ako vyplýva z údajov rtg mikroanalýz, magnetit má



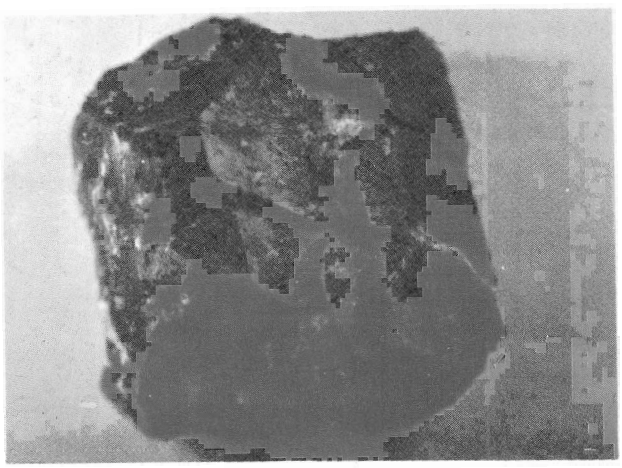
Obr. 1. Geologická mapa hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu s lokalizáciou Včelína. 1 – horniny predneogénneho fundamentu, 2 – diorit – gabrodiorit, 3 – granodiorit, 4 – granodioritový porfýr, 5 – skarny, 6 – kremeňovo-dioritový porfýr (silly, lakolity), 7 – kremeňovo-dioritový porfýr (žily), 8 – kremeňovo-dioritový porfýr (hrubé žily), 9 – ryolity hlinického typu, 10 – ryolity kremnického typu, 11 – andezity, 12 – bazanit, 13 – zlomy, 14 – rudné žily.

Fig. 1. Geological map of the Hodruša–Štiavnica intrusive complex with Včelín locality. 1 – rock of the Pre-Neogene basement, 2 – diorite to gabbrodiorite, 3 – granodiorite, 4 – granodiorite porphyrite, 5 – skarn, 6 – quartz diorite porphyrite (sill, laccolith), 7 – quartz diorite porphyrite (dyke), 8 – quartz diorite porphyrite (thick dyke), 9 – rhyolite of the Hliník type, 10 –rhyolite of the Kremnica type, 11 – andesite, 12 – basanite, 13 – fault, 14 – ore vein.



Obr. 2. Schematický nákres magnetitovej šošovky skarnovej mineralizácie na lokalite Včelín. 1 – magnetit, 2 – Mn-kalcit, 3 – kalcit, 4 – granodiorit.

Fig. 2. Schematic picture of the magnetite lense of skarn mineralisation in the Včelín locality. 1 – magnetite, 2 – Mn-calcite, 3 – calcite, 4 – granodiorite



Obr. 3. Spinel (morfológia), zväčš. 32x.

Fig. 3. Spinel morphology, magn. x32.

síce vysoký obsah TiO_2 (0,08–1,95 %), Cr_2O_3, CoO a NiO (v stotinách %), ale nižší ako ho uvádza pri magnetitoch z granodioritov a dioritov HŠIK Rajnoha et al. (1991). Podobne aj obsah Al_2O_3 v magnetitoch z granodioritov je nižší ako obsah Al_2O_3 z magnetitov v skarnoch. (Obsah Fe_2O_3 kolíše v rozmedzí 62,00–66,82 %, obsah FeO v rozpätí 23,13–27,87 %, MgO = 1,64 – 3,53 %, MnO = 0,55 – 1,17 %).

Spinel tvorí čierne kryštály oktaédrického habitu so sklovitým leskom (obr. 3). Ich rozmery sa pohybujú od 2 do 10 mm, ojedinele však dosahujú aj 20 mm. Opticky sú bezfarebné a izotropné. Často vystupujú v zrastoch s magnetitom (obr. 4).

Spinel sa vyznačuje výraznou nehomogénnosťou. Štúdium analytických údajov umožňuje v ňom vyčleniť fázy obohatené o hliník a horčík a ochudobnené o titán a železo. Na druhej strane existujú fázy obohatené o titán a železo a ochudobnené o hliník a horčík (obr. 4). Zaujímavé sú aj výsledky optickej emisnej spektroskopickej a atómovej absorpčnej spektrofotometrickej analýzy, z ktorých vyplýva, že spinel je veľmi bohatý na vanád, olovo, zinok, gálium a lantán, čo pravdepodobne súvisí s prínosom týchto prvkov z granitoidnej intrúzie. Na základe chemického zloženia spinel z lokality Včelín v zmysle Stevensovej klasifikácie (1944) zodpovedá ferispinelu.



Obr. 4. Mikrogram spinelu (svetlá fáza obohatená o Ti a Fe, tmavá fáza o Al a Mg).

Fig. 4. Spinel microgram (hight phases Ti, Fe – enriched, dark phases Ag, Mg – enriched).

Literatúra

Bayliss, P., Berry, L. G., Mrose, M. E., Sabina, A. P. and Smith, D. K. 1983: Mineral powder diffraction file. *Park Lane – Swarthmore – Pennsylvania, 1 005.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. a Tőzsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. – Monogr., Alfa Bratislava, 269.*

Gavora, S. a Hruškovič, S. 1963: Skarnové ložisko vo vulkanitoch Štiavnického pohoria v oblasti Hodruša–Vyhne. *Geol. Práce, Zpr., 29, 133–142.*

Stevens, R. E. 1944: Composition of some chromite of the western hemisphere. *Amer. Mineralogist, 29, 1–34.*

Štohl, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov, spojené s centrálne karpatským lineamentom. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož., 2, 7–40.*

Zábranský, F. 1969: Skarnové ložiská v oblasti štiavnického ostrova. *Mineralia slov., 1, 236–246.*

Zábranský, F. 1976: Žilníkovo-impregnačné zrudnenie Cu – lokalita Zlatno. *Manuskript – archív VŠT Košice. 243.*

Mineralia slovaca, 23 (1991), 367–372

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Chemické zloženie sulfosolí Západných Karpát

Seminár usporiadala geochemicko-mineralogická odborná skupina SGS 4. apríla 1991 v Bratislave.

V úvode odznela prednáška doc. Hvoždaru. Vyzdvihol v nej význam „bratislavskej sulfosoľovej školy" a pripomenul najdôležitejšie práce jej zakladateľov prof. V. Kupčíka a prof. E. Makovického, ktoré získali celosvetové uznanie. V druhej úvodnej prednáške doc. Chovan a dr. Ženiš uviedli problematiku chemického zloženia sulfosolí, ich nestechiometriu, princíp homologických radov a typy klasifikácií, ako aj prehľad doterajších výskumov sulfosolí Západných Karpát.

Z odborných prednášok prinášame stručné abstrakty:

M. Háber, M. Ragan, Ľ. Maťo a S. Jeleň: **Variácie zmien chemického zloženia a fyzikálnych vlastností minerálov tetraedritovej skupiny vybraných lokalít Slovenska**

Analýzami sa v zostave 230 vzoriek tetraedritov z ložísk Spišsko-gemerského rudohoria (95 vz.), veporského kryštalinika (23 vz.) a neovulkanitov Slovenska (112 vz.) stanovili tieto variácie hlavných a izomorfných prvkov: Cu (20, 16 – 49,16 hmot. %), Sb (0,09 – 31,59 hmot. %), As (0,02 – 20,83 hmot. %), S (20,72 – 29,61 hmot. %), Ag (0,01 – 22,67 hmot. %), Hg (0,01 – 19,99 hmot. %), Fe (0,08 – 7,60 hmot. %), Zn (0,05 – 7,96 hmot. %), Cd (0,02 – 0,17 hmot. %), Bi (0,01 – 7,95 hmot. %), Te (0,01 – 11,92 hmot. %) a Se (0,01 – 0,71 hmot. %). Po prepočte na kryštalochemické vzorce sa v kolekcií vzoriek potvrdila prítomnosť všetkých okrajových alebo prechodných minerálov skupiny: tetraedrit, tennantit, As-tetraedrit, Sb-tennantit, schwazit, Ag-tetraedrit, freibergit, Te-tennantit, goldfieldit a Bi-tetraedrit. Stanovili sa základné korelačné vzťahy medzi prvkami a skupinami prvkov. Pre 72 vzoriek sa stanovila veľkosť mriežkového parametra a_0 (10,204 – 10,488 × × 10^{-10} m) a potvrdili sa známe zákonitosti o jeho zväčšovaní sa v rade tennantit – tetraedrit – schwazit a freibergit. V 66 vzorkách sa stanovila tvrdosť (VHN_{50}) v rozmedzí 212 – 365, pričom sa vyčlenili 4 podskupiny minerálov: goldfieldit (212 – 245), schwazit (285 – 305), tetraedrit a Ag-tetraedrit (300 – 340), Sb-tennantit a tennantit (320 – 365). Premeralo sa 42 spektrálnych kriviek odraznosti (λ = 420 – 700 nm) a potvrdil sa charakteristický profil kriviek. Zistila sa pozitívna korelácia medzi a_0 a R_{650} v rade tennantit – Sb-tennantit – Ag-tetraedrit – tetraedrit – schwazit – goldfieldit – freibergit. Vypočítali sa základné údaje o farbe tetraedritov: x (0,298 — 0,314), y (0,309 – 0,320), Y(27,17 – 31,06 %), D (473,3 – 584 nm), P_e (0,75 – 4,88 %). Odporučilo sa pripraviť materiál pre komplexnú publikáciu Tetraedrity Slovenska.

I. Rojkovič: **Tetraedrity na ložisku Rudňany a Novoveská Huta**

Tetraedrity a tennantity na obidvoch ložiskách vykazujú širokú variabilitu chemického zloženia. Kolíše najmä obsah Hg, Sb, As, Cu, menej Fe, Zn, Ag a Bi. V závislosti od obsahu Hg sa menia fyzikálne vlastnosti tetraedritov. Breihaupt (1866) zistil na ložisku Rudňany zmenu hustoty. Bernard (1958) a Kráľ (1958) kolísanie mriežkového parametra. Vo vzorkách, ktoré sme študovali, sme pozorovali priamu závislosť mriežkového parametra a nepriamu závislosť mikrotvrdosti, ako aj obsahu Fe a Zn. Tieto vzájomné vzťahy sa prejavujú vo vertikálnej závislosti poklesom obsahu Hg, Ag, hustoty, mriežkového parametra a naopak zvyšovaním obsahu Fe, Zn a hodnôt mikrotvrdosti smerom do hĺbky. Rovnakú závislosť sme pozorovali v tetraedritoch zachytených vrtom UP–860 pri Novoveskej Hute vo vertikálnom rozpätí 800 m. Hojnosť sulfidických minerálov na ložisku Rudňany odzrkadľuje plošná a chemická analýza sulfidického koncentrátu. Hlavnou jeho súčasťou je tetraedrit (40%), na ktorý sa viaže podstatná časť Hg v koncentráte (3,5%).

P. Ženiš, J. Krištín, I. Friedl a T. Molčan: **Tennantity z melafýrov Západných Karpát**

V súvislosti s výskumom mineralizácií viažúcich sa na permské bázické vulkanity (melafýry) sa na lokalite Lošonec (Malé Karpaty), Malužiná – Svidovo a dolina Bystrá na SV od Podbrezovej (Nízke Tatry) zistili tennantity. Tvoria nepatrnú súčasť sulfidickej mineralizácie, ktorú predstavujú hlavne makroskopicky viditeľné žilky a zhluky chalkopyritu a bornitu v kremeňovo-karbonátových žilkách alebo na okrajoch dutín. Vystupujú výlučne v chalkopyrite v podobe alotriomorfne obmedzených, ojedinelých alebo husto vtrúsených zŕn do veľkosti max. 0,02 mm.

Takmer ideálny obsah As, prakticky bez Sb, majú tennantity z Lošonca, v ktorých sa zistil aj najvyšší prebytok Cu, čo dokumentuje kryštalochemický vzorec: $(Cu_{9,99}, Ag_{0,01})_{10}$ $(Cu_{0,44}, Zn_{0,71}, Fe_{1,20}, Hg_{0,03}, Ni_{0,04}, Co_{0,02})_{2,44}$ $(As_{3,95}, Bi_{0,01})_{3,96}S_{12,59}$. Nehomogénne zloženie má tennantit z Malužinej (As 12,23 – 17,07, Sb 2,66 – 10,47 hmot. %). Prevaha Fe (6,39 hmot. %) nad Zn (1,68 hmot. %) dominuje vo vzorke z doliny Bystrá.

K tennantitom pravdepodobne inklinujú aj doteraz z melafýrov uvádzané, ale nedostatočne identifikované tetraedrity (Kantor, 1951; Turan, 1962; Antaš, 1969).

J. Miškovic: **Tetraedrity z dobšinského rudného poľa**

Dobšinský rudný revír patrí medzi najdôležitejšie akumulácie metasomatických a žilných ložísk sideritovej formácie v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Rozmanité sú minerálne paragenézy hlavne so sulfidmi a sulfosoľami Cu, Sb, Bi, sulfoarzenidmi Ni, Co a ďalšími minerálmi. Medzi najrozšírenejšie minerály patrí tetraedrit. Štúdiom chemizmu tetraedritu mikrosondou z 12 rôznych ložísk rudného poľa sme dospeli k záveru, že patria medzi tetraedrity s. s. a zmiešané tetraedrity. Priemerný obsah z vyše 50 analýz tetraedritov varíruje takto (v hmot. %): Cu 34,44–41,70; Sb 18,76–29,53; As 0,87–9,98; S 21,83–25,20; Zn 0,65–

5,05; Hg 0,06–14,41; Fe 0,54–5,31; Ag 0,03–1,31; Bi 0,00–3,57.

Dobré kladné aj záporné korelačné koeficienty sú pri týchto prvkoch: Cu/Hg, Cu/Fe, Cu/As, Cu/S, Fe/S, Hg/S, Hg/Fe, As/Fe a As/Sb.

M. Chovan, J. Krištín, M. Ragan, F. Caňo a P. Siman: **Pb-Sb a Pb-Sb-Bi sulfosoli z Sb ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách**

Chemické zloženie sulfosolí sa študovalo pomocou elektrónovej mikroanalýzy. Zistila sa prítomnosť fáz, ktoré zodpovedajú zinckenitu (9 analýz): Cu 0,2–0,6; Pb 30,9–32,8; Sb 44,1–46,7; S 20,6–22,1; Ag 0,1–0,2 hmot. %, zinckenitu X(20): Pb 33,4–36,9; Sb 41,1–45,6; S 18,5–24,3 hmot. %, plagionitu (10): Pb 39,9–41,4; Sb 37,3–39,0; S 19,7–21,7 hmot. %, robinsonitu (8): Pb 41,7–42,3; Sb 37,2–38,4; S 19,2–20,4 hmot. %, heteromorfitu (12): Pb 46,9–49,1; Sb 31,6–32,8; S 18,6–20,2 hmot. %, semseyitu (6): Pb 52,4–53,9; Sb 26,6–27,6; S 18,4–19,7 hmot. %, boulangeritu (7): Pb 53,8–56,4; Sb 25,8–26,7; S 17,6–18,5 hmot.%. Vo všetkých fázach sú stopy Bi. Charakteristické sú štruktúry rozpadu pevných roztokov a prevaha zinckenitu, čo svedčí o stabilných nižšie termálnych podmienkach kryštalizácie.

V tetraedritovej mineralizácii sa zistili výskyty „horobetsuitu“ (prechodných fáz medzi antimonitom a bizmutínom) s difúznou zonálnosťou podmienenou obsahom Bi. Chemické zloženie: Cu 0,1–0,9; Sb 5,49–48,4; Bi 26,3–77,3; S 19,1–24,3 hmot. %. Často vytvárajú myrmekitické zrasty s Pb-Sb-Bi sulfosoľami, ktoré sa v literatúre označujú ako Bi-jamesonity. Chemické analýzy možno združiť do dvoch oblasti: 1. Cu 0,3–0,4; Pb 28,7–30,4; Sb 40,9–41,8; Bi 8,2–8,7; Ag 0,2–0,3; S 20,8–21,0 hmot. %. 2.Cu 1,9–2,6; Pb 33,2–36,9; Sb 23,0–26,6; Bi 13,7–25,1; Ag 0–0,4; Fe 0–0,4; S 18,6–21,0.

M. Ragan a F. Caňo: **Prvé údaje o dvoch nových sulfosoliach (Cu-Pb-Sb-Bi a Ag-Pb-Bi-Sb) so selénom z mastencových ložísk pri Hnúšti**

Vo vzorke Bi-boulangeritu z mastencového ložiska Samo, ktorú nám poskytol dr. Trdlička, CSc. sme zistili ako hlavný rudný minerál novú sulfosoľ nasledujúceho zloženia (priemer 9 el. mikroanalýz v hmot. %): Cu 1,33; Pb 60,94; Sb 16,95; Bi 3,02; S 17,70; Se 0,11. Minerál tvorí jemnozrnný agregát kovového lesku a v rudnom mikroskope má rovnaké optické vlastnosti ako Bi-boulangerit, s ktorým intímne prerastá. Ich vzájomné odlíšenie je spoľahlivé v SEM. El. mikroanalýzy sa dobre prepočítavajú na vzorec meneghinitu $CuPb_{13}Sb_7S_{24}$, ktorý pri mineráli z ložiska Samo má tvar: $Cu_{0,94}Pb_{13,18}Sb_{6,24}Bi_{0,65}S_{24,74}Se_{0,06}$ (prepočet na sumu 21 kat.). Meneghinit je homológom N = 5 rovnomenného homologického radu Cu-Pb-Sb/Bi sulfosolí.

V zlatonosnom a striebronosnom chalkopyritovom zrudnení na mastencovom ložisku Mútnik sme v asociácii s kobaltínom, Se-bizmutínom, Se-tetradymitom, laitakaritom (Bi_4Se, S_3)?, Bi-ullmannitom a rýdzim bizmutom zistili sulfosoľ s premenlivým zložením (8 el. mikroanalýz v hmot. %): Ag 2,36–6,91; Cu 0–0,55; Pb 22,33–32,94; Fe 0–0,18; Bi 43,10–50,92; Sb 1,26–1,86; S 13,24–14,55; Se 2,60–4,49. Mikroanalýzy možno dobre prepočítať na koncové členy pevného roztoku lillianitu ($Pb_3Bi_2S_6$) – gustavitu ($AgPbBi_3S_6$), v ktorom sa uplatnila izomorfia tzv. gustavitového typu Ag + Bi →2 Pb (Makovicky, 1977). Pevný roztok lillianitu – gustavitu je najznámejším homológom (N = 4) homologického radu lillianitu. Minerálna fáza z ložiska Mútnik patrí medzi tzv. na Bi-bohaté homológy lillianitu, v ktorých sa uplatnila tiež izomorfia typu 3 Pb →2 Bi (Mozgova, 1985).

B. Antal: **Bi-sulfosoli ložiska Slovinky**

Z ložiska Slovinky, ktoré tvorí siderit, kremeň, a najmä sulfidy – chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, arzenopyrit a v akcesorickom množstve galenit, sfalerit a rýdze zlato, sa v minulosti opísali viaceré sulfosoli, ako je jamesonit, bournonit, rýdzi bizmut a bizmutín. Pri našej práci sme zistili len Bi-sulfosoli. Sú vždy v asociácii s tetraedritom, v ktorom tvoria pravidelné akumulácie alebo zložité myrmekitické prerasty. Rtg mikroanalýzou sme identifikovali najčastejšie aikinit, rýdzi bizmut, ďalej bizmutín, galenobizmutín a hammarit. Všetky akumulácie sulfosolí sú mikroskopických rozmerov, preto detailnejšia identifikácia bola možná len pri jednej vzorke, ktorú tvorí bizmutín. Vzorce zistených Bi-sulfosolí: Aikinit: $(Zn_{0,01}Cu_{0,95})_{0,96}$ $(Fe_{0,04}Pb_{0,09})_{1,03}$ $(Sb_{0,01}Bi_{1,00})_{1,01}S_{2,94}$; Bizmutín: $(Cu_{0,04}Pb_{0,03}Sb_{0,15}Bi_{1,89})_{1,06}S_{3,04}$; Galeobizmutín: $(Zn_{0,03}Cu_{0,13}Pb_{0,77})_{0,93}$ $(Sb_{0,01}Bi_{2,19})_{2,2}S_4$; Hammarit: $(Zn_{0,02}Cu_{1,92})_{1,94}$ $(Fe_{0,02}Pb_{1,96})_{1,98}$ $(Sb_{0,05}Bi_{3,96})_{4,01}S_{8,81}$.

S. Jeleň, Ľ. Maťo a M. Háber: **O Ag, Cu, Pb, Sb, As, Bi sulfosoliach z niektorých ložísk v neovulkanitoch Západných Karpát**

V skúmaných ložiskách Banská Štiavnica, Banská Hodruša, Kremnica a Zlatá Baňa v neovulkanitoch Slovenska sú sulfosoli typické pre záverečné periódy rudotvorného procesu.

V štiavnicko-hodrušskom rudnom poli vytvárajú sulfosoli dva produktívne komplexy na drahé kovy: 1. Au-Ag-Sb-As, rozšírený hlavne v podpovrchových, lokálne aj v hlbších častiach žíl (Ag sulfosoli – polybázit, pearceit, pyrargyrit, pyrargyrit-proustit, Ag-tetraedrit tu asociujú s elektrom, akantitom, sfaleritom, galenitom, pyritom, markazitom, chalkopyritom, barytom a ďalšími minerálmi; 2. Au-Ag-Cu-Bi, rozšírený prakticky v hlbších častiach žíl, v Cu-zóne (Bi sulfosoli – matildit, aikinit, wittichenit, emplektit, hodrušit, Ag-Pb-Bi a Ag-Cu-Pb-Bi) neznáme minerálne fázy tu asociujú so zlatom, naumannitom, bizmutínom, hematitom, bornitom, Bi-galenitom, chalkopyritom a ďalšími minerálmi.

V severnej časti kremnického rudného poľa sa v asociácii s polybázitom, proustitom, pyrargyritom, miargyritom, Ag-tetraedritom nachádzajú akantit, striebro, cín, tennantit, bornit, chalkopyrit, galenit, sfalerit. Pozoruhodná je prítomnosť minerálov Te-hessitu, altaitu, stützitu, telúru, goldfielditu a sulfoantimonoteluridu Ag v tejto drahokovovej asociácii. V centrálnej a južnej časti rudného poľa sa v asociácii s polybázitom, freibergitom, stefanitom nachádza dyskrazit, pyrit, markazit, antimonit, rumelka a ďalšie minerály.

Vo východoslovenských neovulkanitoch v ložisku Zlatá Baňa tvoria: 1. Au-Ag-Sb produktívny komplex Pb-Sb sulfosolí – boulangerit, plumozit, robinsonit, bournonit, owyheeit, freieslebenit, diaforit, andorit, ramdohrit,

asociujúce so zlatom. 2. Ag-tetraedritový komplex predstavujú minerály tetraedrit – freibergitovej série, luzonit, miargyrit. Štúdiom chemického zloženia Ag sulfosolí röntgenospektrálnym mikroanalyzátorom sa zistilo široké izomorfné zastupovanie Sb arzénom v polybázite a v pyrargyrite. Pre keramické polybázity je typická nízka koncentrácia Cu (do 3 hmot. %), pre štiavnické naopak vyššia (4–11 hmot. %). Kremnické sulfosoli Ag sa vyznačujú prítomnosťou Se (až do 5 hmot. % v pyrargyrit-proustite) a Te (do 1,2 hmot. % v stefanite); v štiavnických tieto prvky prakticky neboli stanovené. Pozoruhodný je obsah Bi (do 2 hmot. %) v polybázite a pearceite ložiska Banská Hodruša, izomorfne zastupujúceho Sb, resp. As. Miargyrit ložiska Zlatá Baňa je charakteristický izomorfným zastupovaním striebra Cu (až do 14 hmot. %). V kremnických miargyritoch obsah Cu dosahuje len 0,5 hmot. %.

V niektorých sulfosoliach Bi ložiska Banská Štiavnica a Banská Hodruša bola zaregistrovaná koncentrácia Ag (v hodrušite do 3,5 hmot. % a vo wittichenite až do 12 hmot. %). Prakticky pre všetky sulfosoli Bi je charakteristický obsah Se, ktorý dosahuje 1,6 hmot. %.

G. Andrusovová-Vlčeková a M. Chovan: **Izoštruktúrne fázy Cu-Sb-Bi sulfosolí (chalkostibit – emplektit)**

Emplektit $CuBiS_2$ a chalkostibit $CuSbS_2$ sú izoštruktúrne, a preto možno predpokladať existenciu prechodných fáz s rôznym obsahom Bi a Sb. Zvýšený obsah Bi v chalkostibite (Cu 20,8–24,9; Sb 45,0–52,2; Bi 0,5–7,0; S 21,7–26,2 hmot. %) sa zistil v ložisku Dúbrava v paragenéze s charakteristickým prínosom Bi, čo sa prejavuje prítomnosťou „Bi-jamesonitov", „horobetsuitu", Bi-bournonitu a tetraedritu s chalkopyritom.

Na ložisku Dobšiná-Tiefengründl sa pomocou elektrónovej mikroanalýzy potvrdila prítomnosť jamesonitu, tetraedritu a chalkostibitu. Po prvýkrát sa stanovilo chemické zloženie Bi-sulfidov – Bi-chalkostibitu (?) (Cu 20,0–22,8; Sb 25,2–39,5; Bi 14,7–31,2; S 21,7–23,3 hmot. %), bournonitu (Bi do 3 hmot. %), horobetsuitu (Bi 37,6 hmot. %) a tiež bizmutu (Bi 99,0 hmot. %). Zrasty zŕn veľkosti do 10 μm vytvárajú myrmekitovú štruktúru.

Obsah Bi v prechodných fázach medzi $CuSbS_2$ a $CuBiS_2$ sa pohybuje v rozmedzí 0,5–7,0 hmot. % v ložisku Dúbrava a 14,0–31,2 hmot. % v ložisku Dobšiná.

T. Šlepecký, J. Krištín a M. Sandanus: **Novoobjavené sulfosoli z oblasti M. Magury a Suchého a ich chemické zloženie**

Pri skúmaní háld a odvalov zo starých banských prác (štôlní a píng) sme pomocou rudnej mikroskopie zistili v galenite vývoj akcesoricky zastúpených a doteraz v tejto oblasti nezistených minerálov zo skupiny tetraedritu a proustitu (sulfoantimonity).

Minerály obidvoch skupín sa analyzovali kvantitatívnou bodovou rtg mikroanalýzou.

Minerály skupiny tetraedritu sú reprezentované Fe-tennantitom obsahujúcim Bi a Ag, ale najmä Ag-Fe-tetraedritom (obsah Fe kolíše od 2,9–4,5 %) a Ag-tetraedritom, v ktorých zastúpenie Ag dosahuje 10,53–21,73 %. Ďalej je to Zn-freibergit (s obsahom Zn od 1,56–5,03 %) a Fe-freibergit (obsah Fe od 3,0–4,37 %). Obsah Ag je pomerne vysoký a kolíše v medziach 26,79–35,43 %.

Za Ag-tetraedrity považujeme minerály s obsahom Ag (od 7–25 %) a za freibergity s Ag väčším ako 25 %.

Zo sulfoantimonitov striebra je v študovaných vzorkách najviac zastúpený pyrargyrit, v ktorom Ag kolíše v rozsahu 59,53–61,49 %, Sb 21,73–22,57 %, S 16,93–17,1 %, Se 0,07–0,12 %, As 0,81–1,02 % a prvky Cu, Pb, Te, Fe dosahujú obsah < 1 %. Zriedkavo je zastúpený polybázit a stefanit. V polybázite sme okrem kolísajúceho obsahu Ag (67,81 %–74,86 %) zistili aj zvýšený obsah Cu (3,99–4,37 %). As je zastúpený od 0,95–1,53 %. V stefanite obsah Ag dosahuje 68,29 %, As kolíše od 0,67–0,98 % a obsah Cu, Fe je menší ako 1 %.

Záverom možno uviesť, že spomenuté minerály boli a sú pravdepodobne spolu so striebornosným galenitom zdrojom zvýšeného, prípadne až vysokého obsahu Ag (v separovanom galenite, ojedinele dosahuje až 2 100 g/t) v žilách polymetalického zrudnenia.

M. Jeleň: **Chemické zloženie sulfosolí zo žily Strieborná v Rožňave**

Žila Strieborná je typickým predstaviteľom sideritovo-sulfidických žíl so zmiešanou sideritovo-meďnatou mineralizáciou v južnom ložiskovom pásme Spišsko-gemerského rudohoria. V celom jej priebehu možno pozorovať zriedkavé výskyty Pb-Bi-Sb sulfosolí. Okrem steblovitých až vláknitých agregátov, max. dĺžky 3–4 cm v žilnom kremeni a tetraedrite sa zistili aj mikrozrasty s chalkopyritom, tetraedritom a drobné inklúzie v tetraedrite. Chemické zloženie sulfosolí určené na mikrosonde je (hmot. %): Pb 32,66–36,50; Bi 21,20–32,28; Sb 13,33–20,12; Cu 1,33–2,69; Fe max. 0,90; Ag max. 0,16; S 17,29–19,69. Minerál možno s najväčšou pravdepodobnosťou zaradiť do homologického radu kobellitu. Z geochemického hľadiska je sulfosoľ spomedzi zastúpených minerálov Striebornej žily hlavným nositeľom olova a bizmutu.

F. Friedl a P. Siman: **Nové poznatky o sulfidickej mineralizácii v oblasti Cinobaňa – Lovinobaňa**

Okolie Cinobane je známe výskytmi kremeňovo-hematitovej, sideritovej a kremeňovo-sulfidickej žilnej mineralizácie so zastúpením nižšie termálnych Sb-minerálov. Okrem hlavných minerálov sideritu a kremeňa sa v starších prácach zistil pyrit, chalkopyrit, hematit, cinabarit a lokálne jamesonit.

Pri detailných mineralogicko-geochemických prácach sme v oblasti starých kutacích prác (1 km SZ od obce Cinobaňa) potvrdili a doplnili túto asociáciu o arzenopyrit – $Fe_{1,00}As_{0,92}S_{1,07}$ – s obsahom Sb (od 0,4–1,16 hmot %) a Au (max. 800 ppm). Tetraedrit: $(Cu_{9,35}Ag_{0,64})_{10}(Cu_{0,32}Zn_{0,58}Fe_{1,38}Hg_{0,01})_{2,29}(Sb_{4,35}As_{0,03}Bi_{0,03})_{4,41}S_{12,29}$. Bournonit: $Pb_{0,96}Cu_{0,96}Sb_{1,08}S_{3,01}$ s obsahom Ag (max. 0,17 hmot. %) a Fe. V jamesonite – $Pb_{3,97}Fe_{0,94}Sb_{6,26}S_{13,85}$ – s obsahom Zn (0,02 hmot. %), Cu (0,21 hmot. %) a Bi (max. 0,13 hmot. %) vystupoval aj galenit.

Na základe štúdia predpokladáme dve etapy, pri ktorých vznikala táto asociácia: staršia sideritovo-kremeňovo-hematitová s pyritom a mladšia sulfidická s Cu-Pb-sulfidmi a Sb-sulfosoľami obohatená v záveroch o Ag.

J. Michalík a K. Budurov: **Nové poznatky o triasových bioprovinciách, biofaciách a paleobiogeografii** (Bratislava 15. 11. 1990)

Prvé spoločenstvá triasových organizmov pozostávali z fylopódov, ostrakódov, bivalvií, gastropódov a infauny bez schránok. Stabilizácia substrátu aj morských podmienok dovolila migráciu inartikulátnych ramenonožcov, foraminifer a ostnokožcov. Aktivita fauny viedla na sklonku skýtu k vzniku karbonátových rámp, kde vznikali charakteristické systémy spoločenstiev bentických organizmov. Spoločenstvá karbonátových rámp dosiahli najväčší rozvoj a rozšírenie počas anisu (anaberské, vysocké, gutensteinské súvrstvie).

Ďalšia diverzifikácia karbonátového šelfu umožnila vznik typických karbonátových plošín, útvarov, ktoré poskytli prostredie na rozvoj špecializovaných biocenóz. V priebehu štúdia sme rozlíšili desať typov biotopov charakterizovaných celkom odlišnými spoločenstvami organizmov:

1. Panvové oblasti mali len málo autochtónnej fauny. V ich sedimentoch sa nachádzajú zvyšky nektonických a planktonických organizmov (konodonty, rádiolárie, atď.). Najväčšiu pozornosť však priťahujú alochtónne zvyšky plytkomorských organizmov: vďaka uzavretiu v slienitom, často anoxickom sedimente boli chránené pred rekryštalizáciou, dolomitizáciou, silicifikáciou a ďalšími procesmi, ktoré zničili telesá sedimentov a ich domovskej zóne (kasiánske, halštatské, zlambašské súvrstvia).

2. Hlboké depresie typu prostredia vzniku reiflinského vápenca mali podobné črty, ale sú spájacím článkom s plytkovodnejším vývojom. Osobitnú pozornosť si zasluhujú zvyšky mikrofauny z alodapických vložiek.

3. Kanály, otvorené lagúny a svahy sú známe bohatstvom organických zvyškov: bysátnych bivalvií, brachiopodov, krinoidov, červov, sesílnych a iných bentických foraminifer, amonitov, konodontov a rýb. V zložení spoločenstiev sa miešajú pelagické aj neritické vplyvy.

4. Vysoký environmentálny stres po prehradení spoja s otvoreným morom viedol k destabilizácii biotopov. Spoločenstvá čiastočne uzatvorených lagún (zámostské, fatranské súvrstvie) charakterizuje nápadný oportunizmus fauny (brachiopódy, ostnokožce, bivalvie, gastropódy, bryozoy atď.).

5. Po úplnom odškrtení spojenia s morom oportunistické (zvyčajne euryhalinné) formy (ostrakódy, gastropódy, bivalvie, foraminifery) prevládali (oponické súvrstvie).

6. Spoločenstvám predchádzajúcich typov sa do istej miery podobajú asociácie zarifových plošín (dachsteinské súvrstvie: megalodonty, gastropódy, foraminifery, siné riasy). Štádiám osídľovania a ničenia populácií organizmov vnútili charakteristickú cyklicitu fyzikálne podmienky prostredia.

7. Otvorené plytčiny boli prostredím bohato zásobovaným živinami, ale fyzikálne limitovaným (steinalmské súvrstvie), ovplyvňovaným prúdmi, vlnením i osciláciou hladiny. Žili tu foraminifery, ostrakódy, gastropódy, dazykladné riasy, bivalvie a ostnokožce.

8. Valy lemujúce vonkajší okraj týchto plytčín a predrífové plytčiny boli pod stálym vplyvom vlnenia, prúdov a búrkových eventov (mojtínsky vápenec norovického súvrstvia). Napriek tomu ich osídľovala pomerne bohatá asociácia bysátnych lastúrnikov, brachiopódov, ostrakódov, gastropódov a foraminifer.

9. V centrálnej časti tejto zóny sa počas stabilných období stabilizovali pásma biostromov a bioheriem (wettersteinský, tisovecký, furmanecký vápenec).

10. Terigénne prostredia mohli síce jestvovať aj paralelne s karbonátovými platformami, ale vzhľadom na klimatické podmienky, ovplyvňujúce ich rozšírenie boli viac alternatívnymi komplexmi litofácií aj biofácií (lužnianske, lunzské, keuperské, tomanovské súvrstvie), ktorých poznanie do značnej miery zaostáva za spoločenstvami z prostredí karbonátovej sedimentácie. Paleoekologická charakteristika jednotlivých skupín organizmov je dosť medzerovitá, ale prináša rad zaujímavých poznatkov. Uvádzame len niektoré príklady.

Palynomorfy poukazujú na jestvovanie mezofytika už od vrchného permu a na existenciu výrazného aridného pásu v euroamerickej oblasti (*Classopollis* – peľ suchomilných ihličnanov). V humidných obdobiach (karn, rét) výrazne pribúdalo spór papraďorastov. „Raibelský event" je v tomto smere zvlášť nápadným extrémom, ktorý musel byť spätý s anomáliou podnebia. Z paleogeografického hľadiska palynomorfy z alpsko-karpatského šelfu majú až do kriedy európsku (nie africkú) afinitu.

Taxonomické zloženie riasovej flóry takúto možnosť nedáva: všetky formy patria jednotnej tetýdnej bioprovincii. Rozvoj hlavne dazykladných rias ovplyvňovala výrazná spodnotriasová kríza.

Foraminifery ako krátko žijúce organizmy verne odrážajú aj drobné udalosti a zmeny (ročné obdobia, kolísanie teploty a salinity). Počas triasu žili zástupcovia tejto skupiny benticky a ich rozvoj bol úmerný diverzifikácii životných prostredí. Maximum rozvoja dosiahli v karnicko-rétických platformových komplexoch. Spoločenstvá najmä vrchnotriasových foraminifer verne odrážajú nielen batymetricky odlišné prostredia (zarifové plošiny s *Aulotortus, Auloconus, Triasina,* panvy s *Involutina, Trocholina, Coronipora, Semiinvolutina*), ich distribúcia sledovala aj jemné zmeny povahy substrátu (bahnitá dachsteinská fácia s hojnými malými tenkostennými schránkami, detritická furmanecká fácia s pestrou asociáciou veľkých hrubostenných schránok foraminifer).

Produkcia biogénneho SiO_2 v mezozoických oceánoch bola podstatne vyššia ako v recente. Limitujúcim faktorom pre tvorbu často hrubostenných schránok rádiolárií bolo množstvo dusičnanov a fosfátov, nie zdroje SiO_2, ako sa to často traduje. Maximum rozvoja tohto a iného planktónu sledovalo aj počas triasu oblasti upwellingu. Samotný vulkanizmus ovplyvňoval nie natoľko život ako skôr zachovanie schránok rádiolárií (ladínske panvy).

Rozličné skupiny mechúrnikov sa rozvíjali nerovnako rýchlo, pretože ich požiadavky na životné prostredie sa odlišovali: stromatoporoidy prekvitali počas stredného ladínu, rozvoj spongiomorfíd vrcholil vo vrchnom triase. Strednotriasové koraly obývali len centrálnu tetýdnu oblasť a západ severnej Ameriky, ale počas karnu sa rozšírili do Tichého oceána a rozličných častí Tetýdy. Vrchný nór bol vrcholom rozvoja skleraktínií, stylofylíd a districhofylíd aj dobou objavenia sa oktokoralov. Krízu na hranici s jurou však prežili len stylofylidné koraly. Otázkou zostáva, či ranomezozoické koraly boli len plytko neritickými organizmami, alebo či mohli žiť aj v hlbšom neritiku (zvádza k nej vysoké percento jednoduchých aj faceloidných taxónov vo väčšine triasových asociácií).

Málo študovanou, ale zaujímavou skupinou sú polychetné červy. Zvyšky erantíd (skolekodonty, kutikulárne šupiny, paragnáty) sa vyskytujú v prechodných morských fáciách, ale nie v brakických, močiarnych a limnických uloženinách a vo vrstvách s hojnými ichnofosíliami (u nás sa hojne vyskytujú v zámostskom súvrství). Zvyšky sedentárnych červov vyznačujú ich postupné prenikanie z centrálnej Tetýdy do príbrežných epikontinentálnych morí. Vyžadovali pevný substrát pod bázou vlnenia (u nás vo fatranskom a hybskom súvrství).

Triasové machovky sú málo preštudované (u nás vysocké súvrstvie, fácie okraja platformy a hybské súvrstvie). Klasické nálezy pochádzajú z kasiánskych vrstiev, najstarší cyklostomát s nepochybnými gonozooidmi však pochádza z Hýb.

Jednou z prvých skupín, ktoré sa dokázali zotaviť z permsko-triasovej krízy, boli lastúrniky. Príčinou ich úspechu bola vysoká prispôsobivosť, pomocou ktorej vytlačili brachiopódy z ich niekdajšieho miesta na šelfoch. Najväčšie výhody mali bysátne typy (prionodesmátne *Pterioidea*, či *Pinnoidea*), ktoré osídlili už spodnotriasové šelfy (*Claraia, Gervillia* etc.). V strednotriasovej germánskej panve sa rozvinuli schizodontidné lastúrniky znášajúce aj brakické podmienky (prenikali k nám počas vrchnotriasových emerzných epizód: *Trigonodus*), v tetýdnej oblasti sa rozvinuli bysátne aj nektobentické pektenidy, epiplanktonické halobie a daonely. Ústrice aj monotidné lastúrniky vznikli v boreálnej oblasti a počas vrchného triasu a jury prenikali na J.

Brachiopódy len s problémami prežili permsko-triasovú krízu, celý spodný trias bol obdobím rozvoja len lingulíd. Priebeh krízy svedčí o globálnom náhlom „event“: najprv postihla boreál, potom tetýdny šelf, napokon centrálnu Tetýdu. Ako pri iných bentických živočíchoch rozvoj spoločenstiev koincidoval s diferenciáciou prostredí počas stredného a vrchného triasu. Maximum diverzity bolo počas karnu, keď vznikli štyri faunistické provincie (boreálna, alpsko-karpatská, himomalájska a maorská). Odlišovanie sa jednotlivých subprovincií pokračovalo počas nóru a rétu aj počas spodnej jury.

Krízu na hranici permu a triasu prežili len primitívne ježovky s elastickou kostrou z voľných doštičiek. Prvé pravé cidaridy vznikli až počas spodného karnu (kasiánska fauna). Zo Západných Karpát sa vrchnotriasové ježovky opisujú len sporadicky. Z hybských vrstiev sú známe stopy po hlodaní ježoviek (*Gnathichnus pentax*).

Rozvoj krinoidov sa začal už počas spatu, v strednotriasových uloženinách sú ich zvyšky významnou horninotvornou zložkou. Počas karnu vrcholila diverzita triasových krinoidov (*Traumatocrinus* zo svarínskych vrstiev atď.).

Zvyšky hviezdoviek a holotúrií sa nachádzajú pomerne často a dokonca sa využívajú na stratigrafické účely, ale o ich paleoekológii sú len sporné údaje.

Podobne stratigraficky významnou a predsa málo známou skupinou sú konodonty. Ich taxonómia je umelá, ale distribúcia poukazuje na to, že nektobentické organizmy, ktorým patrili, skôr tolerovali výkyvy k brakickému prostrediu než hypersalinné prostredie, viazali sa skôr na panvové prostredie ako na plytkovodie. V zámostskom súvrství skôr euryhalinný *Neospathodus* a zúbkované typy alternujú s výskytom stenohalinných gondolel. Podobné príčiny viedli k rozlišovaniu niektorých konodontových provincií a subprovincií, z veľkej časti limitovaných skôr ekologickými faktormi prostredia.

Konodonty počas triasovej evolúcie prekonali niekoľko krízových období. Prvé z nich charakterizuje vymiznutie platničkovitých a ozúbkovaných konodontových prvkov paleozoického typu (*Gondolella* a *Anchignathodus*) začiatkom griesbachu paralelne s vymretím amonitov *Otoceras* a *Ophiceras*. Počas spodného triasu sa rozvíjali najmä rody *Neogondolella, Neospathodus* a *Kashmirella*.

Nová kríza prebehla počas egejského podstupňa: prežili ju zástupcovia rodu *Neogondolella*, objavili sa *Gladigondolella* a *Paragondolella*. Krízovým obdobím bol aj ladín, keď sa oddelila germánska a balkanidná bioprovincia.

Počas longobardu vznikli v južnej časti mediteránnej Tetýdy polouzavreté hypersalinné panvy („sefardská provincia“) charakterizované dvoma novými rodmi konodontov, ale tie do vrchného triasu neprežili. Vrchnotriasové obdobie bolo dobou rozvoja množstva nových konodontových foriem, ktorých však na sklonku triasu začalo ubúdať. Ako posledný prežil rod *Misikella*, spolu s ním vymizli aj *Paragondolella* a *Epigondolella*. To znamenalo úplný a definitívny zánik skupiny.

V západnom Bulharsku sa konodonty objavili počas vrchného egeja (zóna regale) a žili tu až do vrchného longobardu (zóna mungoensis). Väčšia časť ich rozvoja charakterizuje tetýdno-pacifickú bioprovinciu, v ladínskej kríze nastala izolácia indikovaná rozvojom špecifických foriem rodu *Neogondolella*, kontrolovaným pravdepodobne batymetrickými faktormi prostredia.

V Centrálnych Západných Karpatoch sa konodonty objavili o niečo neskôr (pelsón, charakteristický najmä v zónach bulgarica a nodosa) a rozvíjali sa v rámci tetýdno-pacifickej bioprovincie. Preto je u nás problém s odlišovaním fasanských asociácií: kým v balkanidách sa vyskytujú rozličné diverzibilné asociácie, u nás možno pozorovať skôr plynulé pokračovanie vývojových línií.

Významné jubileá členov SGS v roku 1992

Deväťdesiatroční jubilanti

29. 11. 1902 – Ing. Kristína Izáková

Sedemdesiatroční jubilanti

30. 3. 1922 – Člen korešp. SAV Oto Fusán
30. 4. 1922 – RNDr. Ján Ilavský, DrSc.
7. 1. 1922 – RNDr. Viera Kantorová

Šesťdesiatroční jubilanti

4. 4. 1932 – Doc. Ing. Jaroslav Abelovič, CSc.
9. 8. 1932 – Ing. Marta Abonyiová
16. 10. 1932 – Ing. Jaroslav Baláž, CSc.
8. 1. 1932 – RNDr. Augustín Began, CSc.
29. 1. 1932 – Ing. Dušan Ďurica, CSc.
6. 2. 1932 – RNDr. Karol Eliáš, CSc.
7. 12. 1932 – RNDr. Amos Gíret
19. 7. 1932 – RNDr. Vincent Holička
5. 12. 1932 – RNDr. Eva Hýroššová
13. 10. 1932 – Ing. Miloš Choma
6. 12. 1932 – Ing. Mikuláš Ingr
27. 3. 1932 – RNDr. Michal Lukáč
31. 5. 1932 – RNDr. Anna Mihalíková
24. 3. 1932 – RNDr. Ján Nemčok, CSc.
22. 9. 1932 – RNDr. Ján Otepka
8. 9. 1932 – RNDr. Eva Planderová, DrSc.
15. 9. 1932 – Ing. Dominik Polakovič
11. 1. 1932 – RNDr. Jozef Salaj, DrSc.
22. 6. 1932 – RNDr. Paulína Snopková, CSc.
24. 10. 1932 – RNDr. Ján Šuba
5. 1. 1932 – Ing. Milan Ťapák, CSc.
19. 2. 1932 – Ing. Blažej Tyleček
4. 7. 1932 – RNDr. Eugénia Vaškovská, CSc.
21. 11. 1932 – RNDr. Štefan Vincenc
31. 12. 1932 – RNDr. Lubomír Zbořil, CSc.

Päťdesiatroční jubilanti

16. 2. 1942 – RNDr. Igor Bajo
27. 7. 1942 – RNDr. Frant. Baliak, CSc.
11. 12. 1942 – RNDr. Miroslav Bím
15. 4. 1942 – Ing. Jozef Daniel
27. 4. 1942 – Ing. Viera Dojčáková
2. 8. 1942 – RNDr. Rudol Fatul
25. 4. 1942 – RNDr. Oľga Fejdiová, CSc.
25. 5. 1942 – RNDr. Peter Ferenc
16. 12. 1942 – RNDr. Vlasta Grmanová
30. 12. 1942 – RNDr. Anna Halešová
8. 12. 1942 – RNDr. Kamil Jadroň
4. 4. 1942 – Ing. Štefan Richter, CSc.
12. 3. 1942 – Ing. Jozef Segín
18. 10. 1942 – RNDr. Frant. Slávik
27. 5. 1942 – RNDr. Jozef Stolečnan
9. 12. 1942 – RNDr. Ing. Gejza Timčák
15. 9. 1942 – RNDr. Ladislav Varga

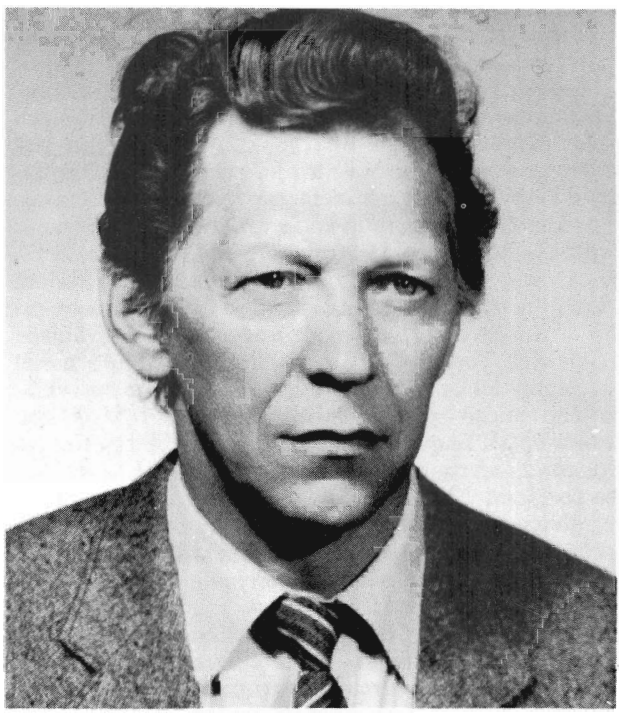
V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

O. Samuel
predseda SGS

Mineralia slovaca, 23 (1991), 373–374

KRONIKA

Jubilujúci prof. Ing. Viliam Pašteka, DrSc.



30. januára 1991 sa v plnom zdraví dožil 65 rokov života prof. Ing. Viliam Pašteka, DrSc., zakladateľ Katedry aplikovanej geofyziky Prírodovednej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, kde doteraz pôsobí ako pedagóg.

Profesor Pašteka sa narodil v Spišskej Sobote v okrese Poprad, gymnázium navštevoval v Prešove a vysokoškolské štúdiá absolvoval na VŠB v Ostrave v r. 1946–1950. V r. 1950–1952 pracoval ako geofyzik na Geologickom ústave v Bratislave, v r. 1952–1955 ako geofyzik na Ústave pre výskum rúd v Bratislave. Na základe dosiahnutých výsledkov v praxi ho akademik Cambel roku 1955 pozval pracovať na bývalú Katedru nerastných surovín a geochémie Geologicko-geografickej fakulty Univerzity Komenského, ktorá bola roku 1962 pričlenená na Prírodovedeckú fakultu. V r. 1955–1962 pôsobil ako odborný asistent, roku 1961 obhájil na Prírodovedeckej fakulte UK v Prahe kandidátsku dizertačnú prácu, roku 1963 na Baníckej fakulte VŠT v Košiciach habilitačnú prácu, roku 1985 získal hodnosť DrSc. a roku 1986 ho vymenovali za profesora.

Na začiatku šesťdesiatych rokov na Slovensku prakticky nebolo aplikovaných geofyzikov a prieskumné podniky ich nevyhnutne potrebovali, a preto profesor Pašteka roku 1965 zaviedol na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave štúdium aplikovanej geofyziky. Roku 1969 založil Katedru aplikovanej geofyziky PFUK a viedol ju až do r. 1985. Svojou iniciatívou, pracovným zanietením, húževnatosťou a svedomitým prístupom k práci rozhodujúcou mierou prispel k jej úspešnému uvedeniu do života. Ako človek je mimoriadne skromný a čestný, ako pedagóg ochotný, obetavý učiteľ, ktorý dokázal každému pomôcť a s ktorým sa vždy radi stretnú a podiskutujú jeho žiaci.

Vedecké pôsobenie profesora Pašteku možno rozdeliť do troch oblastí. Spočiatku sa venoval hlavne paleomagnetizmu, neskôr pracoval v oblasti gravimetrie a magnetometrie. Do tejto oblasti patrí aj jeho doktorská dizertačná práca na tému Nové identifikačné a interpretačné metódy v magnetometrii, patent Nízkotemperatúrna separácia titanomagnetitov a viac ako štyridsať vedeckých prác a publikácií, ktorých je autorom a spoluautorom. V r. 1975–1990 bol zodpovedným riešiteľom štátnych výskumných úloh týkajúcich sa životného prostredia a vyhľadávacej a prieskumnej geofyziky pre účely ložiskovej geológie. Výsledky svojich vedeckých výskumov publikoval v domácich aj zahraničných periodikách a na domácich konferenciách a zahraničných sympóziách.

Profesor Pašteka už na začiatku sedemdesiatych rokov pochopil veľkú perspektívu výpočtovej techniky pri spracúvaní a interpretácii geofyzikálnych údajov a dôsledne sa zasadzoval za jej zavedenie do pedagogického procesu a vedeckého výskumu, a to často napriek nepochopeniu zo strany ostatných spolupracovníkov.

Významnou zložkou vedeckej a pedagogickej práce profesora Pašteku je výchova vedeckých pracovníkov. Pod jeho vedením skončilo vedeckú ašpirantúru 13 vedeckých pracovníkov, prakticky všetci pedagogickí a vedeckí pracovníci na katedre a aj časť podniku Geofyzika a SAV, z ktorých mnohí teraz úspešne pokračujú vo vedeckej činnosti. Ako školiteľ bol známy tým, že nikdy nevnucoval ašpirantom svoje názory, metódy a predmet výskumu, naopak, dával im možnosť samostatne sa sebarealizovať, ale pritom bol vždy ochotný poradiť a pomôcť.

Pri príležitosti jeho životného jubilea mu všetko najlepšie v jeho ďalšom živote, hlavne zdravie a optimizmus želajú jeho žiaci, ašpiranti aj spolupracovníci.

Jozef Viskup

100. výročie smrti Jána Pettka

Koncom minulého roka sme si pripomenuli 100. výročie smrti vynikajúceho banskoštiavnického geológa Jána Pettka (1812–1890), profesora geologických vied na Baníckej a lesníckej akadémii v Banskej Štiavnici.

Profesor Pettko vynikol vo svojej práci nielen ako pedagóg, ale aj ako geológ. Obidve tieto profesie veľmi úzko spájal počas svojho pôsobenia na Katedre mineralógie, geológie a paleontológie, čo sa nepochybne veľmi významne odrazilo aj na výchove banských odborníkov, z ktorých mnohí pracovali v praxi ako profesionálni geológovia. Svojimi 32 publikovanými štúdiami z odboru geológie sa profesor Pettko zaradil medzi priekopníkov geologického výskumu v Kremnických a Štiavnických vrchoch a patrí mu čestné miesto aj v dejinách geologických výskumov na Slovensku.

Ján Pettko sa narodil 16. novembra 1812 v Drietome pri Trenčíne. Po absolvovaní štúdií na lýceu v Győri a Bratislave sa dal na štúdium teológie. Po dvoch rokoch štúdium zanechal a roku 1835 sa stal právnym praktikantom podžupana Trenčianskej župy. Po právnických skúškach v Prešove roku 1835 dostal štipendium Dvorskej komory vo Viedni, aby pokračoval v štúdiu na Baníckej akadémii v Banskej Štiavnici. Po absolvovaní akadémie v roku 1839 sa stal v striebornej hute v Kremnici účtovníkom s možnosťou robiť pokusy v hutníckej prevádzke. To mu pomohlo k tomu, že sa zakrátko stal adjunktom komorského skúšača. Ako perspektívneho odborníka ho v novembri 1842 Dvorská komora pozvala na polročný mineralogický kurz do Viedne. Pod vedením vynikajúceho mineralóga Viliama Haidingera získal v tomto odbore cenné poznatky, čo napokon viedlo k tomu, že ho profesor Haidinger odporučil na miesto profesora geologických vied na novozriadenej Katedre mineralógie a geológie na Baníckej akadémii v Banskej Štiavnici. Na toto miesto nastúpil v novembri 1843 vo funkcii dočasného profesora. Za riadneho profesora a banského radcu ho vymenovali 8. novembra 1847. Odvtedy až do penzionovania v júni 1871 pôsobil na akadémii veľmi úspešne plných 28 rokov. Potom sa odsťahoval do Bratislavy, kde pred 100 rokmi 26. októbra 1890 zomrel. Tam je aj pochovaný na evanjelickom cintoríne na Palisádach.

V pedagogickej práci sa profesor Pettko popri prednáškach venoval aj budovaniu odbornej geologickej knižnice a zbierok z mineralógie, petrológie a paleontológie. R. 1856 odkúpil veľmi cennú mineralogickú zbierku prof. Antona Haucha a r. 1865 paleontologickú zbierku prof. Kristiána Zipsera po jeho smrti. Týmito zbierkami, ale aj vlastnými zbermi a darmi od banských závodov doplnil akademické zbierky svojich predchodcov, čím významne prispel k ich svetovému menu.

Profesor Pettko vyvíjal aj veľmi bohatú vedeckú a publikačnú činnosť. Publikoval 32 významnejších geologických štúdií a vydal 3 farebné geologické mapy, z ktorých najmä farebná geologická mapa okolia Banskej Štiavnice, vydaná v roku 1853, bola v tom čase jednou z najlepších prác svojho druhu. Ako zaujímavosť treba uviesť, že jeho pričinením sa definitívne rozhodlo o mladotreťohornom veku vulkanickej činnosti v stredoslovenskej oblasti. Ako prvý geológ vo svojich prácach uvádzal, že andezity pri Vyhniach ležia na karbonátových horninách obsahujúcich numulity, na základe čoho usudzoval, že mohutná vulkanická činnosť, ktorá vytvorila tamojšie vrchy, je mladšia.

Profesor Pettko bol jedným zo zástancov tzv. kráterovej koncepcie vulkánov, ktorú aplikoval na vulkanickú oblasť Kremnických a Štiavnických vrchov. Bol tiež prvým geológom, ktorý vo svojej geologickej mape zachytil výskyt dinasových kremencov pri Banskej Štiavnici pod spoločnou vysvetlivkou s ostatnými kremencami, odlíšenými od limnokvarcitových polôh v Žiarskej kotline. Opísal aj perlity z okolia Hliníka nad Hronom a Lehôtky pod Brehy, skameneliny z limnokvarcitov pri Iliji a Hliníku nad Hronom a z travertínov pri Vyhniach a Sklených Tepliciach. V travertínoch pri Sliači našiel pozostatky lebky *Rinoceros tichorhinus,* ktoré na základe jeho nálezov opísal Karol Peters roku 1854. O rok neskôr opísal Franz von Hauer Pettkovu zbierku *Cephalopodov* z červeného liasu Západných Karpát, ktoré Pettko zozbieral v Tureckej pri Starých Horách a v Bystrickej doline pri Banskej Bystrici. Presne boli medzi nimi určené *Ammonites Jamesoni* a *Ammonites Nadotianus.* Pettka zaujali rôzne nálezy skamenelín aj v ďalších oblastiach, kde pracoval.

Pri svojich terénnych geologických výskumoch v Malých Karpatoch, Záhorskej Nížine a v oblasti Kremnických a Štiavnických vrchov úzko spolupracoval najmä s geológmi Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni, zvlášť s Karolom Petersom a Franzom von Hauerom ktorým, posielal na určovanie rôzne nálezy skamenelín.

Vo svojej odbornej činnosti sa profesor Pettko neobmedzoval len na riešenie rozličných teoretických a praktických geologických problémov širšieho okolia Banskej Štiavnice, ale sa aktívne zapájal aj do odbornej činnosti v rámci celého Uhorska. Nesporne najvýznamnejšia v tomto smere bola jeho účasť na prípravách a založení Uhorskej geologickej spoločnosti v roku 1848, keď sa vo Vidinej pri Lučenci, v rodnom dome bratov Kubínyiovcov spolu s Františkom a Augustínom Kubínyim, Kristiánom Andrejom Zipserom a Jozefom Marschanom zúčastnil na príprave stanov a riešení organizačných otázok založenia tejto spoločnosti. Súčasne sa roku 1850 stal aj jeho zakladajúcim členom.

Pri príležitosti 100. výročia jeho smrti vydalo SNM – Banské múzeum v Banskej Štiavnici pamätnú medailu, ktorej autorom je akad. sochár Vojtech Remeň. Medaila vyšla v obmedzenom náklade 100 ks. Na averze medaily je portrét profesora J. Pettka, reverz je s motívom známych kryštálov kremeňa, z ktorých vyrastajú dominanty Banskej Štiavnice – Nový zámok, veže Starého zámku, radnice, klopačky a horného kostola Kalvárie. Medaila je symbolom vedeckých a pedagogických zásluh profesora Pettka, ale aj veľmi cenným prírastkom do zbierky medailí významných geologických osobností a je pozoruhodná svojím námetom a realistickým stvárnením.

Ivan Herčko

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte 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 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou . . . podľa Dubčáka (1987) . . . Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového 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 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 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.

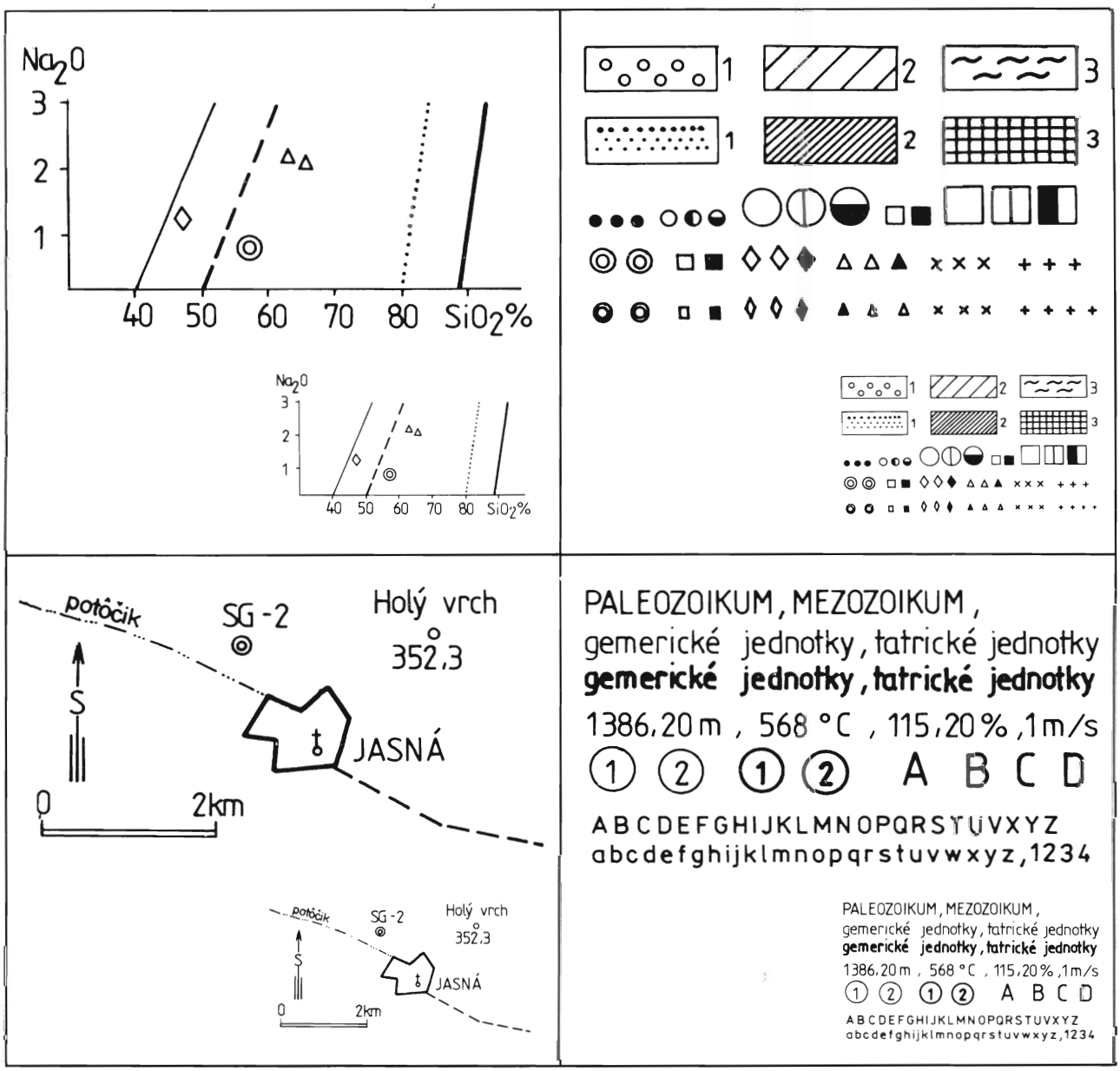
Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Grafická úroveň ilustrácií bude vo Vašom článku kvalitná, ak dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázku zvážte, či sa obrázok umiestni na jeden alebo dva stĺpce, resp. na jednu tlačenú stranu. Ak je obrázok vhodne upravený (veľkosť písmen, hrúbka čiar), možno ho reprodukovať aj v pomere 1 : 1. Odporúčame však, aby ste kresby (perovky) urobili väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť vyhotovené sýtym čiernym tušom.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu voľte hrúbku čiar, veľkosť písma, čísel, zodpovedajúcu hustotu šrafovania a pod. Slová môžu byť napísané väčším i menším písmom (nie verzálkami — veľkými písmenami), a to podľa toho, čo chcete zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je: veľké písmená a čísla 2 mm, malé písmená 1,6 mm.

Príklady 1 až 4 ukazujú pôvodnú veľkosť obrázku a jeho veľkosť po 50 % zmenšení.



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 iclude 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, Garbiarova 1
040 11 Košice, Czechoslovakia