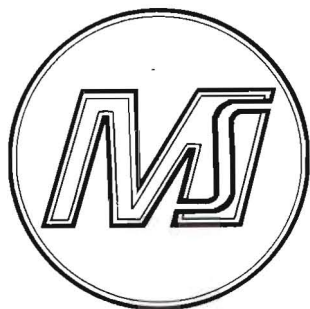


1/23/1991
ISSN 0369-2086

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 Strato-volcano 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 map, 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 maps, 17 plates, 83 figs.,

Price: 20 USD

**Mineralia
slovaca**

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií

Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

*Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Published by Mineralia slovaca corporation:*

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geofond, Bratislava
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
Rudné bane, š. p., Banská Bystrica
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenský geologický úrad, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice
Výskum a vyhľadávanie nafty, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves
Uránový prieskum, š. p., Spišská Nová Ves

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.

Vedúci redaktor – Chief editor

PAVOL GRECULA

Geologický prieskum
Garbanova ul. 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, IGHP, 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) 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

-
- 1 Metamorfne rovnovážne stavy počiatočného stupňa biotitovej subfacie vulkanicko-sedimentárnych hornín staršieho paleozoika gemerika**
Metamorphic equilibria in the beginning stages of the biotite subfacies in Early Paleozoic volcano-sedimentary rocks of Gemicum
S. P. Korikovský
S. Y. Borisovský
P. Grecula
-
- 7 B. Cambel, J. Král, J. Burchart: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát (rezenzia)**
B. Cambel, J. Král, J. Burchart: Isotope geochemistry of West Carpathian crystalline (review)
M. Míšík
D. Hovorka
-
- 9 Subvulkanické členy staršieho paleozoika gemerika**
Subvolcanic members of Lower Paleozoic volcanites in Gemicum
S. W. Faryar
-
- 17 Príspevok k vekovým reláciám kryštallických bridlíc ľubietovského kryštalinika**
Contribution to the age relations of crystalline schists in the Ľubietová crystalline (West Carpathians, Central Slovakia)
L. Kamenický
T. V. Gračeva
-
- 23 Svory s vysokým obsahom hliníka a železa v JV veporiku – protolit a regionálna metamorfóza**
Mica schists with high content of aluminium and iron in SE Veporicum – protolite and regional metamorphosis
M. Kováčik
-
- 33 Interpretace oravské magnetické anomálie**
Interpretation of the Orava magnetic anomaly
L. Pospíšil
J. Kadlecík
-
- 41 Výskyt radioláriových asociácií kimmeridžu v horizonte radiolaritov kysucko-pieninskej sústavy v západnej časti bradlového pásma**
Occurrence of radiolarian associations of the Kimmeridgian age in the radiolarian chert horizon of the Kysuca-Pieniny succession in the western part of the Klippen Belt
L. Ozvoľňová
-
- 51 Podzemné vody Slovenského krasu a možnosti ich využitia**
Groundwaters of Slovakian karst and possibilities of their use
J. Orván
-
- 61 K vývoju náplavových kužeľov Delne a Šebastovky v severnej časti Košickej kotliny**
Alluvial fans of the Delňa and Šebastovka brooks in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia)
J. Jenočko
-
- 67 Dawsonit z vrchnokriedových slieňovcov vo vrte Soblahov**
Dawsonite from Upper Cretaceous marlites in the Soblahov borehole (West Slovakia)
P. Uher
J. Michalík
-
- 71 Způsobil výbuch Théry zánik minójské civilizace?**
Did the Thera – explosion really destroy the Minoan civilization?
F. Fediuk
-
- 75 „Granity a ještě více granitů“ v díle W. S. Pitchera po 10 letech**
„Granites and still more granites“ in W. S. Pitcher's work after 10 years
M. Palivcová
-
- 85 Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000**
Synoptical engineering geological map of Slovakia in 1:200 000 scale
M. Hrašna
-
- 89 K životnému jubileu RNDr. Ing. Jána Buriana, CSc.**
To the life jubilee of RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.
M. Böhmer
-
- 90 Doc. RNDr. Ján Šajgalík, DrSc., šesťdesiatročný**
Sixty years of Doc. RNDr. Ján Šajgalík, DrSc.
F. Baliak
-
- 93 Pokusy o zriadenie prvej štátnej geologickej inštitúcie na Slovensku v období rokov 1935 – 1940**
Attempts for the foundation of first state geological survey in Slovakia in the years 1935 – 1940
I. Herčko
-

OBÁLKA: Prizmatické kryštály antimonitu na kremeni. Lok. Kremnica. Zbierka: Slovenské banské múzeum Banská Štiavnica. Foto: D. Slivka.

COVER: Prismatic crystal of antimonite with quartz. Loc. Kremnica, Au-Ag deposit. Middle-Slovakian neovolcanites. Collection: Slovak mining museum Banská Štiavnica. Photograph by D. Slivka.

Metamorphic equilibria in the beginning stages of the biotite subfacies in Early Paleozoic volcano-sedimentary rocks of Gemicum

SERGEI PETROVICH KORIKOVSKY¹, SERGEI YEVGENEVICH BORISOVSKY¹, PAVOL GRECLA²

¹ IGEM, Acad. Sci., Moscow, USSR

² Geological Survey, Garbanova 1, 040 11 Košice, CSFR

(Received November 13, 1989)

Abstract

Early Paleozoic rocks of Gemicum are in comparison with other crystalline complexes of the Western Carpathians the lowest-metamorphic ones. Greenschist-facies metamorphites are predominant on the surface. A characteristic feature of Gemicum is that tectonic slices of gneiss-amphibolite complex and slices of phyllites and other low-grade metamorphites are found next to each other. The mineral assemblages of low-temperature pelites and rocks which we were dealing with indicate lower grade of the biotite subfacies. According to the critical assemblage and chemical compositions of minerals, metamorphic temperatures varied in the range of 320–360 °C and pressures between 4 and 5 kbar.

Introduction

The Early Paleozoic of Gemicum contains volcano-sedimentary sequences which formed in a riftogenic basin. Except an ophiolite complex in the central part of the basin, the substantial part consists of rocks of passive continental margins and continental-crust basins with psammitic-pelitic complexes and predominantly acid volcanic rocks.

Variscan collision-subduction events caused also high-temperature, low-pressure metamorphism of rocks, its intensity varying from the lower greenschist facies to the upper amphibolite facies including local anatexis. As a result of tectonic events, complexes affected by various grades of metamorphism are found next to each other. Diaphthoresis and mylonitization (of Late Variscan, but above all Alpine age) strongly reworked these metamorphites, which makes the deciphering of metamorphic events as well as of the original grade of prograde metamorphism more difficult.

Among the Early Paleozoic complexes, greenschist-facies rocks are the most frequently occurring ones on the surface (Kamenický, 1968, Varga, 1973 and others). However, in the last years quite extensive bodies of gneiss-amphibolite complexes have been identified as well (Rozložník, 1965, Dianiška and Grecla, 1979, Hovorka et al., 1979, Faryad, 1986). The majority of petrological problems are encountered at the study of phyllitic

complexes, as well as other rocks with mineral assemblages corresponding to low-grade metamorphites which are dealt with in the presented paper. Our study focused only on selected problems and its results do not provide a complete idea on the metamorphism of Early Paleozoic rocks in Gemicum.

Petrographic characteristics of studied rocks

A substantial part of volcano-sedimentary rocks of Gemicum occurring in a series of tectonic slices (Grecla, 1982) is progressively metamorphosed in low-temperature conditions of the chlorite-sericite and biotite subfacies (Sassi-Vozárová, 1987). Rocks belonging to the biotite subfacies, especially to its low and medium grade, are apparently predominant, since fine flakes of newly-formed biotite, frequently in small amounts (1–3 %), but almost always can be found in acid rocks, especially in metarhyodacites and their tuff-sandstones.

In the presented paper we shall deal only with metamorphic assemblages the prograde character of which is indisputable, since they contain well-distinguishable relics of detrital or primary-magmatic structures.

The primary substrate of low-temperature metamorphic bodies in Gemicum is rather variable. Among metamorphosed rocks there are e. g. poly-mictic arkose and tuffogenic metasandstones, phyllites, high-alumina schists, acid and intermediary porphyroids (metarhyolites, metarhyodacites,

This paper was prepared in a framework of the IGCP project No. 276.

metaandesites), metabasalts, bodies of metagabbro-diabases. Their composition in the conditions of the early-grade biotite subfacies (or near the biotite isograd) is considerably varied. The principal minerals of acid rocks are sericite, chlorite, biotite, chloritoid, stilpnomelane, paragonite, pyrophyllite, albite, adularia, ilmenite, leucoxene. In metabasites and tuff-sandstones they are chlorite, actinolite, epidote, carbonates, albite, leucoxene.

It is important to note that – as it is characteristic of analogous complexes in other regions (Korikovskiy, 1979, Mather, 1970) – newly formed biotite in rocks of the early grade of biotite subfacies is a relatively scarce mineral and the assemblage chlorite + sericite is at the same time clearly predominant in the mica fraction.

Metasandstone, metapelitic and acid rock assemblages

Metasandstones have schistose texture with sericite-chlorite $\pm$ albite-quartz mesostasis, and contains oval, rounded fragments of quartz and albitized plagioclase. We can frequently observe resorption of its large fragments (from margins or along cracks) by the surrounding mica-quartz aggregate. The content of fine-flaked biotite is 3–5 %.

Tuff-sandstones have a similar composition, but their characteristic feature is a large quantity of small grains of magnetite, leucoxene and ilmenite, with characteristic metamorphogenic leucoxene rims around ilmenite. Noteworthy is the admixture of epidote.

Phyllites are as a rule well-schistose, they often have plicated texture and sericite-quartz, sericite-chlorite-quartz or sericite-chlorite $\pm$ paragonite-albite-quartz composition. Biotite is in them very rare or it is completely missing.

High-alumina metapelites and metasandstones are represented by chloritoid-sericite-quartz schists containing a small amount of pyrophyllite and chlorite.

Acid porphyroids and metarhyodacites are usually schistose, but sometimes they preserved their typical porphyroid texture. The recrystallized groundmass has sericite-chlorite $\pm$ biotite $\pm$ epidote $\pm$ albite $\pm$ adularia-quartz composition, with a large quantity of tiny magnetite and leucoxene grains. Phenocrysts are represented by albitized oligoclase, adularized potassium feldspar and quartz. The porphyroids contain more frequently than other acid rock types fine flakes of newly-formed biotite.

Metabasites and basic tuff-sandstones

Green schists and metabasites often preserve porphyritic, doleritic, ophitic, gabbro-ophitic tex-

tures characterized by idiomorphic prismatic plagioclase grains. Profound recrystallization of basites as a rule leads to total substitution of primary-magmatic minerals: augite by actinolite or chlorite-epidote(carbonate) intergrowths, basic plagioclase by albite with clinozoisite (zoisite) and calcite intergrowths. All metabasites are characterized by a large quantity of leucoxene, sometimes of titanium magnetite. Actinolite occurs in tuff-sandstones as small needles and in metagabbro-diabases as relatively large prismatic grains, frequently displaying weakly-greenish pleochroism. We can observe the substitution of clinopyroxenes, along with actinolites, by blue Na–Ca amphiboles (Hovorka et al., 1988).

Tuff-sandstones of basic composition are enriched by epidote, chlorite, leucoxene and magnetite; carbonates are relatively rare. Leucoxene and magnetite frequently form thread-like layers parallel to schistosity. Fragments of albitized plagioclase are weakly rounded and they often are lath-like in shape, which is typical of volcanites.

Pumpellyite – a typical mineral of the chlorite-sericite subfacies – has not been found yet in the Early Paleozoic metabasites and green schists.

Composition of minerals

Metasandstone, metapelitic and acid rock assemblage

The most important criteria for the facial diagnostics of the conditions of biotite subfacies in acid rocks are the variations of the composition of muscovite-phengite micas, plagioclase and K-feldspar, of the composition of newly-formed biotite (especially the Ti-content in it), as well as the stability of chloritoid and pyrophyllite in metapelites. Microprobe analyses of these minerals from chloritoid schist, sericite-albite-quartz phyllite and biotite-sericite-two-feldspar metarhyodacite are listed in Tabs. 1 and 2. Considering the similarity of metamorphic temperature, these analyses reflect very well the influence of chemical composition of rocks on the composition of minerals.

In high-alumina chloritoid-sericite-quartz schists containing well-rounded detrital quartz grains (Sample 84–230, Tab. 1) ferruginous chloritoids are stable, but sericites are poor in Mg and Fe (i. e., in the phengite component) and the ratio Na/(Na + K) in them is 9.4 %. The diffractogram from mica fraction of chloritoid schist has shown that along with the predominant muscovite (basal

Mineral symbols: Ab – albite, Act – actinolite, Bt – biotite, Chl – chlorite, Cld – chloritoid, Ed – edenite, Ep – epidote, Kfs – potassium feldspar, Ms – muscovite, Pg – paragonite, Phn – phengite, Prl – pyrophyllite, Qtz – quartz, Spn – sphene, Ts – Tschermakite.

Tab. 1

Composition of minerals (wt %) from chloritoid-sericite schists (sample 84-130) and sericite-albite-quartz phyllites (sample PAR-2)

Sample No.	84-130		PAR-2	
Mineral	Cld	Ser	Ser	Ab
SiO ₂	24.90	44.56	47.56	68.66
TiO ₂	—	0.05	0.32	—
Al ₂ O ₃	39.39	36.82	33.55	19.45
FeO	24.38	0.63	2.37	0.19
MnO	0.39	—	0.09	—
MgO	2.02	0.28	1.14	—
CaO	—	—	—	0.07
Na ₂ O	0.03	0.59	0.29	11.77
K ₂ O	0.05	8.89	9.72	0.14
Total	91.17	92.30	95.06	100.28
Fe/Fe + Mg, %	87.1			
Na/Na + K, %		9.4	4.6	
An, %				0.3

Formulae calculated to 6 cations		
Z {	Si	3.01
	Al _{IV}	0.99
		3.14
		0.86
Y {	Al _{VI}	1.93
	Ti	0.02
	Fe	0.04
	Mg	0.03
		0.11
X {	Na	0.08
	K	0.77
		0.82
		0.04
ΣX		0.85
		0.86

Paragenesis: Sample 84-130: Chd + Ser + Prl + Qtz; PAR-2: Ser + Ab + Qtz

Location of samples:

Sample No. 84-130 – geophysical profile No. 84, point 130; or 400 m N from Nižná Slaná village; Hummel nappe. Sample PAR-2 – 1.8 km S from Prakovce village, Hrelíkov potok valley; Prakovce nappe.

reflexes 9.9 and 3.33 Å), a small amount of pyrophyllite is also present in the rock (small peaks 9.2 and 3.04 Å).

In sericite-albite-quartz phyllites, often with chlorite admixture, sericite is several times richer in Mg and Fe, i. e. in the phengite molecule (Sample PAR-2, Tab. 1) than in chlorite schists.

Plagioclase is represented by practically pure albite (0.3 % An).

Analyses of metamorphic minerals from metarhyodacite-porphyrates are listed in Tab. 2. In this rock type the groundmass, as well as oval, well-preserved phenocrysts, are completely substituted by metamorphic minerals. Only inside a quartz grain, an armored flake of reddish-brown magmatic biotite has been preserved. It contains a great quantity of TiO₂ (3.07 wt.%), which is typical of high-temperature micas from igneous rocks.

However, metamorphic biotites forming small

greenish-brown flakes in sericite-biotite-epidote-K-feldspar-quartz mesostasis are quite different – they have low TiO₂ contents (0.12 wt.%), as it is characteristic of low-temperature crystallization. Sericite is rich in Mg and Fe and belongs to typical phengites; epidote is represented by a ferruginous variety.

Plagioclase phenocrysts are substituted by pseudomorphs of water-clear albite (0.05 % An) with clinozoisite inclusions, and phenocrysts of K-feldspar by almost Na-free adularia. The ratio of Na/Na + K in the with adularia coexisting phengite is also minimal – 1 % (Tab. 2).

The Fig. 1.1 shows general phase equilibria at the beginning of the biotite subfacies in the rocks of Gemicum. In high-alumina schists the stable association is that of chloritoid with Mg- and Fe-poor muscovite and pyrophyllite (field 1) or chlo-

Tab. 2

Composition of minerals (wt %) from metarhyodacite-porphyrite (sample 80/208)

Minerals	Magmatic		Metamorphic			
	Bt _{mg}	Bt _{mt}	Phn	Ep	Kfs	Pl
SiO ₂	37.30	39.27	51.89	38.63	65.92	69.18
TiO ₂	3.07	0.12	0.25	0.15	—	—
Al ₂ O ₃	15.72	16.61	24.40	26.23	18.07	19.01
FeO	24.13	22.24	4.68	9.19*	0.03	0.03
MnO	0.19	0.40	0.06	0.31	—	—
MgO	8.31	9.17	3.20	0.12	0.02	—
CaO	0.01	0.06	0.01	23.22	0.03	0.01
K ₂ O	9.88	9.04	11.28	0.05	16.87	0.40
Na ₂ O	—	—	0.04	0.01	0.18	11.62
Total	98.61	96.91	95.81	97.81	101.12	100.25
An, %						0.05
Ab, %					1.5	

Crystallochemical formulae calculated to 7 (biotites) and 6 (phengite) cations of the groups Z + Y				
Z {	Si	2.87	3.00	3.48
	Al _{IV}	1.13	1.00	0.52
Y {	Al _{VI}	0.30	0.50	1.41
	Ti	0.18	0.01	0.01
	Fe	1.55	1.42	0.26
	Mn	0.01	0.02	—
	Mg	0.96	1.05	0.32
X {	Ca	—	—	—
	Na	—	—	0.01
	K	0.97	0.88	0.96
ΣX		0.97	0.88	0.97
Fe/Fe + Mg, %		61.7	57.4	—
Na/Na + K, %		—	—	1.0

* All Fe determined as Fe₂O₃

Location of sample:

Sample No. 80-208 – geophysical profile No. 80, point 208; or 800 m SE from Stromiš hill; Kojšov nappe.

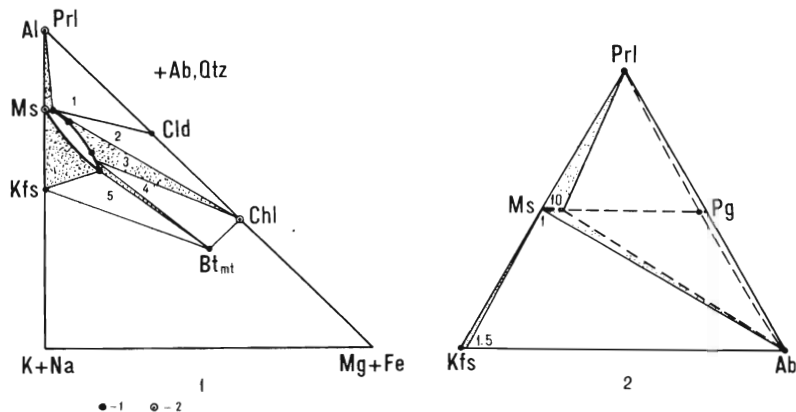


Fig. 1. Parageneses of Ca-poor rocks of the beginning stages of the biotite subfacies. 1 – on the diagram Al–(K + Na)–(Mg + Fe) (1–2 – aluminous metapelites, 3 – phyllites and mica metasandstones, 4 – polymictic metasandstones and acid tuffs, 5 – metarhyodacites); compositions of minerals: 1 – analyses, 2 – theoretical. 2 – equilibria of feldspars and white micas; numbers – contents of the albite molecule in adularia and of the paragonite molecule in muscovite–phengite.

ritoid with chlorite (field 2). The usual association of phyllites and mica metasandstones is chlorite with muscovite–phengite containing variable quantities of Mg and Fe (3). In polymictic metasandstones a possible association is biotite with chlorite and phengite (4). And, at last, the stable paragenesis in metarhyolites is biotite with low-sodic adularia and phengite-rich muscovite, with absent chlorite (field 5 on Fig. 1.1).

Fig. 1.2 shows equilibria of K-feldspars and white micas from acid low-temperature rocks of Gemicum in the system K-feldspar (Kfs) + albite (Ab) + pyrophyllite (Prl). The value of Na/(Na + K) in potassium feldspar of the assemblage Ab + Kfs + Ms + Qtz (metarhyodacites) is 1.5 %, in muscovite it is 1 %, i. e. the solubility of albite in adularia and paragonite in muscovite in this paragenesis is extremely low. The sodium content (the value of Na/(Na + K)) of muscovite in the association Ms + Ab + Qtz (phyllites and metasandstones) and Ms + Prl + Qtz (metapelites) is variable, and apparently it can reach 10 %. The ratio Na/(Na + K) should reach maximal values in muscovites associated with paragonite (see Fig. 1.2), which can be observed in some phyllites in Gemicum (Sassi–Vozárová, 1987); however, we have not succeeded in finding this paragenesis and analysing coexisting muscovites and paragonites.

Metabasites and basic tuff-sandstones

An indication of temperature conditions of metamorphism of metabasites is above all the composition of amphiboles and coexisting plagioclase in association with epidote and chlorite (Tab. 3).

We found out that in the studied progressively metamorphosed metaporphyrites, metabasites and metagabbros of Gemicum, stable minerals

are either actinolites or blue Na–Ca amphiboles with a ratio of Na/Ca ~1:1, their composition being similar to Al-taramites (Hovorka et al., 1988). Microprobe analyses (Samples 80–130 and 81–242.2) have shown that the content of Al₂O₃ in them is 1.1–1.2 wt.% and the content of Na₂O is 0.3–0.4 wt.%. However, weak greenish pleochroism can be sometimes observed in the actinolites, while colourless actinolites usually form the cores and greenish ones the marginal parts of amphiboles. Analyses of such actinolites have shown that the content of Al₂O₃ (from 1.7 to 2.2 wt.%) and Na₂O (from 0.5 to 1 wt.%) increases from centre to rims, indicating thus progressive trend of metamorphism. However, the change of composition does not lead to the formation of true hornblende, but only of low-alumina actinolites (Fig. 2.1).

Primary-magmatic plagioclases are during metamorphism completely substituted by albite with 0.1–1.7 % of An (Tab. 3). Albite sometimes contains intergrowths of epidote and phengite (Sample 81–242.2); the composition of the latter is plotted on Fig. 1.1 (in association with chlorite).

Common minerals of low-temperature metamorphosed basites are ferruginous epidote and relatively magnesian chlorite (Fe/(Fe + Mg) in it does not exceed 45 %, Tab. 3), which is related to the magnesian composition of the rocks themselves (Fig. 2.2).

Parageneses and composition of minerals from low-temperature rocks as indicators of metamorphic conditions: discussion and results

Metamorphic assemblages of metapelites, metasandstones, acid rocks and metabasites, of progressively metamorphosed rocks in Gemicum, indicate temperature conditions of the lower grade of the biotite subfacies.

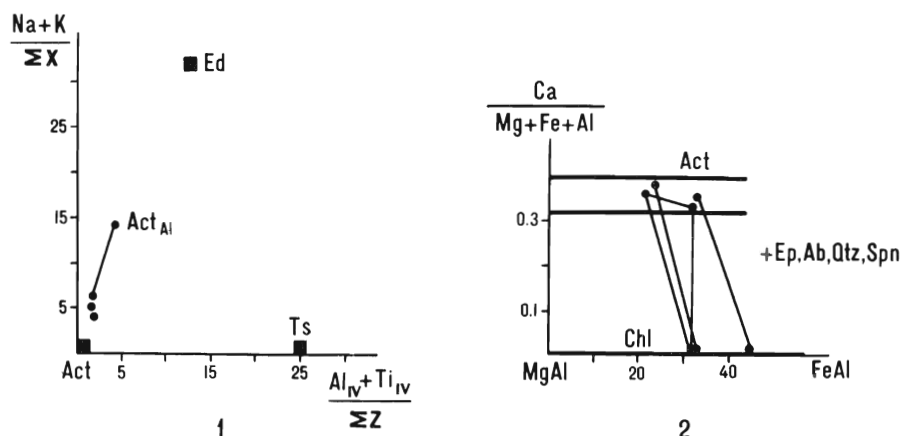


Fig. 2. Parageneses of metabasites of the beginning stages of the biotite subfacies. 1 – compositions of actinolites on the diagram „contents of alkalis – contents of $Al_{IV} + Ti_{IV}$ in tetrahedron“; for a comparison, compositions of common hornblende minerals – edenite (Ed) and tschermakite (Ts) – are plotted on the diagram, 2 – parageneses of actinolites and chlorites.

Thus, stable assemblage in high-alumina metapelites of the Gemicum complexes is ferruginous chloritoid with pyrophyllite, which is possible only in the lowest part of the biotite subfacies (Korikovsky–Boronikhin, 1976). The stability of pyrophyllite explains also the absence of kyanite or andalusite, since the decomposition of pyrophyllite and the formation of these phases is possible only in high grades of the biotite subfacies.

Low-temperature parameters are indicated also by the low limiting ratio $Na/(Na + K)$ in muscovites ($\sim 10\%$, Sample 84–130, Tab. 1); this value increases to 25–35% only in the garnet or staurolite zone (Korikovsky, 1973).

Low $Na/(Na + K)$ of muscovites and adularia in the paragenesis $Kfs + Ms + Ab$ is also a typical evidence of low temperatures. In the biotite zone, according to data from various regions, the albite admixture varies in the range 0–4% (van der Plas, 1959, Korikovsky, 1973). The value of $Na/(Na + K)$ in metamorphic muscovites and adularia from metarhyodacites of Gemicum is 1–1.5%, which is consistent with the general trend for the biotite subfacies. A propos, these data are at variance with the $Kfs-Ab-Prl$ diagram presented earlier (Sassi–Vozárová, 1987, Fig. 2); this diagram shows unusually high mutual solubility of albite and K-feldspar possible only in extremely high-temperature rocks.

Very low contents of TiO_2 in metamorphic biotite (0.12 wt.%) at the same time characterizes temperatures approaching the biotite isograd. For example, in the geothermal field of Salton Sea in California (McDowell–Elders, 1980) the earliest authigenic biotites formed at $T \sim 320$ – $360^\circ C$ contain only 0.08–0.57% TiO_2 , which is consistent with our data (Tab. 2).

The rare occurrence of biotite in acid rocks by itself, as well as the evident prevalence of the as-

semblage $Chl + Ms - Phn$ in the majority of phyllites and metasandstones is an indication of lithological control on the stability characteristic of the biotite zone. Thus, Fig. 1.1, practically repeating the phase equilibria of the lowest grade of the biotite subfacies in different regions (Mather, 1970, Korikovsky, 1979, Wang–Banno, 1987) shows that biotite can be stable only in acid rocks with a high ratio of $(Mg + Fe)/Al$, e. g. in adularia-containing metarhyodacites or polymictic metasandstones (fields 4 and 5 on Fig. 1.1). In higher-alumina phyllites, metasandstones and metapelites (fields 1–3 on Fig. 1.1) biotite in biotite subfacies cannot be stable due to the unfavourable bulk composition of the rocks. Therefore for a correct diagnosis of the parameters of the lowest grade of the biotite subfacies in Gemicum it is necessary to search for and study adularia-bearing acid metavolcanites and similar tuff-sandstones, since in them the crystallized first low-temperature biotites – not in phyllites or mica-quartz metasandstones.

The equilibria in metabasites are also typical only of rocks of the biotite subfacies. In the corresponding temperatures stable are colourless and weakly-greenish actinolites poor in Al and Na (Laird, 1980, 1982) forming often large grains. This distinguishes them from the chlorite-sericite (pumpellyite-actinolite) subfacies, where stable minerals are fine-acicular, colourless actinolites containing no alumina or sodium and associating with pumpellyite. The disappearance of pumpellyite in Lower-Medium Paleozoic schists of Gemicum in the Western Carpathians is an evidence that temperature of low-temperature metamorphism in this complex exceeded the upper limit of pumpellyite stability, i. e. 320–330°C.

The presence of albite, but not of oligoclase in metabasites is the second indication of the lowest grade of biotite subfacies. The corresponding pa-

TAB. 3
Composition of metamorphic minerals (wt %) from metagabbros and metaporphyrites

Sample No.	80–230a							81–238,2				81–242,2				
Mineral	Act	Chl	Ep	Ab	Act	+ Act _{Al}	Chl	Ep	Ab	Act	Chl	Ep	Pseudomorph after Pl			
													Ab	Ep	Ser	
SiO ₂	54,05	28,36	37,90	68,41	54,25	52,66	27,81	39,10	68,97	54,95	27,08	39,29	68,23	40,19	48,52	
TiO ₂	–	0,02	0,10	–	0,02	0,43	0,02	0,05	–	0,02	–	0,05	–	0,07	0,02	
Al ₂ O ₃	1,23	19,17	24,17	19,38	1,74	2,23	18,62	26,76	19,11	1,10	18,50	24,82	18,31	26,25	27,86	
FeO	9,86	17,79	11,25 ¹⁾	0,04	8,96	12,92	17,81	8,36 ¹⁾	0,01	13,76	24,16	10,49 ¹⁾	0,05	9,11 ¹⁾	1,43	
MnO	0,21	0,34	0,11	–	0,25	0,37	0,31	0,10	–	0,28	0,45	0,05	–	0,06	0,01	
MgO	17,19	20,42	0,10	–	17,49	15,57	20,69	0,17	–	15,67	16,38	0,25	0,07	0,12	4,36	
CaO	12,84	0,03	23,39	0,36	12,49	11,42	0,21	23,92	0,03	12,00	0,03	23,46	0,18	22,90	0,16	
Na ₂ O	0,37	0,10	0,18	11,40	0,49	0,98	0,16	0,11	11,71	0,26	–	–	11,24	–	0,18	
K ₂ O	–	–	–	0,01	0,05	0,17	–	–	0,01	0,05	–	–	0,05	0,02	9,56	
Total	95,71	86,23	97,20	99,60	95,74	96,75	85,63	98,57	99,84	98,11	86,60	98,41	98,13	98,72	92,92	
Fe Fe + Mg An, %	24,3	32,8			22,3	31,7	32,5			32,9	45,2		0,9			
Crystallochemical formulae of amphiboles (calculated to 13 cations of the groups X and Y																
Z = 8	{	Si	7,847		7,828	7,612		7,819								
		Al _{IV}	0,152		0,171	0,379		0,180								
Y = 5	{	Al _{IV}	0,057		0,124	–		0,003								
		Ti	–		0,002	0,046		0,002								
		Fe	1,197		1,081	1,561		1,637								
		Mn	0,025		0,030	0,045		0,033								
		Mg	3,719		3,761	3,354		3,323								
X	{	Ca	1,997		1,930	1,768		1,829								
		Na	0,104		0,137	0,274		0,071								
		K	–		0,009	0,031		0,009								
ΣX			2,100		1,939	2,073		1,909								

¹⁾Fe calculated as Fe203

Location of samples:

Sample No. 80–230a – geophysical profile No. 80, point 230; or 950 m S from Babina hill; Rakovec nappe.

Sample No. 81–238,2 – geophysical profile No. 81, point 238,2; or 1,100 m W from Babina hill; Rakovec nappe.

Sample No. 81–242,2 – geophysical profile No. 81, point 242,2; or 1 km SE from Rakovec village; Rakovec nappe

rogenesis (Act + Act_{Al}) + Ab + Chl + Ep is a typical metabasite paragenesis also in the low-temperature complexes of Gemericum.

Thus, critical assemblages and compositions of minerals of acid and metabasite rocks unambiguously indicate the parameters of the lowest grade of the biotite subfacies. According to direct measurements of paleotemperatures in geothermal fields (McDowell–Elders, 1980) and to the petrogenetic grid (Korikovsky, 1979) the temperature of this grade varies in the range of 330–360 °C.

It is more difficult to estimate the pressure of the low-temperature metamorphism in Gemericum. The application of parameters of the elementary cell of muscovite (Guidotti–Sassi, 1986) allowed to determine the pressure at 2–3 kbar (Sassi–Vozárová, 1987). However, the application of Si-

contents in phengites from the paragenesis Phn + Kfs + Bt + Qtz to geobarometry leads to different estimates. Thus, the content of Si in phengite corresponding to 3.48 form.units (Tab. 2, Sample 80–208) in the diagram of Velde (1967) corresponds to P_s 4–5 kbar, and according to the barometer of Massone–Schreyer (1987) to 10 kbar.

The last estimate is too high, since at P_s ~ 10 kbar in subalkaline low-temperature metabasites and graywackes of Gemericum glaucophane and lawsonite-glaucophane schists should have formed, which are not known in this region. However, the stability of subalkaline Na–Ca amphiboles (Hovorka et al., 1988) indicates an increase of pressure by several times. Therefore the value 4–5 kbar obtained according to the barometer of

Velde (1967), corresponding to pressures of common zonal aureoles of kyanite type, appears to be closer to reality. In this case the pressure of metamorphism in Gemericum would correspond to the pressure of metamorphism in the eastern flank of the Kohút Zone (Korikovskij et al., 1990), where, as it is known, kyanite has been found in chloritoid schists (Vrána, 1964).

However, we admit that accurate geobarometry of metamorphism in Gemericum should be based not on individual, but more numerous determinations of phengite compositions, especially in such critical parageneses as Kfs + Phn + Bt + Qtz.

Literatúra

- Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J., Vozárová, A., 1984: Geological map of the Slovenské rudohorie Mts. – East part. *ĽÚDŠ Bratislava*.
- Dianiška, I., Grecula, P. 1979: An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia slov.*, 11, 405–425.
- Färyad, S. W. 1986: Metamorphic evolution of paragneisses from Klátov region (Lower Paleozoic of Gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 729–746.
- Grecula, P. 1982: Gemericum – segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Mineralia slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 p.
- Guidotti, C. V., Sassi, F. P. 1986: Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. *Neu. Jb. Miner. Abh.*, 153, 3, 363–380.
- Hovorka, D., Mihalov, J., Ondrejko, K. 1979: Amphibolite facies metamorphites in the Rudňany area – Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians. *Mineralia slov.*, 11, 481–504.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jilemnická, L., Spišiak, J. 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 4, 395–425.
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 19, 7–20.
- Korikovskij, S. P. 1973: Izmenenije sostava muskovit-fengitovikh sljud pri metamorfizme. In: *Fazovyje ravnovesja i protsessy mineraloobrazovanija. Moskva, Izd. Nauka*, 71–95.
- Korikovskij, S. P. 1979: Faciji metamorfizma metapelitov. *Moskva, Nauka*, 263 s.
- Korikovskij, S. P., Boronichin, V. A. 1976: Izogrady kyanita, khloritoida i korunda i visokoglinozemnistyje ravnovesja v zelenoslantsevoj faciji metamorfizma v Patomskom nagorje. *Izv. Akad. Nauk USSR, Ser. Geol.*, 4, 17–23.
- Korikovskij, S. P., Dupej, J., Boronichin, V. A., Zinovieva, N. 1990: Zoned garnets and their equilibria in mica schists and gneisses of Kohút crystalline complex, Hnúšťa region (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 2, 99–125.
- Laird, J. 1980: Phase equilibria in mafic schist from Vermont. *J. Petrology*, 21, 1–27.
- Laird, J. 1982: Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: greenschist facies to amphibolite facies. In: *Veblen, D. R., Ribbe, P. H. (Eds.): Amphiboles, Rev. Mineral.* 9B, 113–137.
- Masson, H., Schreyer, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contr. Mineral. Petrology*, 96, 2, 212–224.
- Mather, J. D. 1970: The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. *J. Petrology*, 11, 2, 253–275.
- McDowell, S. D., Elders, A. 1980: Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore I, Salton Sea Geothermal Field, California, USA. *Contr. Mineral. Petrology*, 74, 293–310.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. Geol. Vied, ZK*, 4, 95–144.
- Van der Plas, L. 1959: Petrology of the northern Adula region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.*, 24, 2.
- Varga, I. 1973: Mineral association of the regional metamorphism and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia slov.*, 5, 115–134.
- Sassi, F. P., Vozárová, A. 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians). *Rc. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 42, 73–81.
- Velde, B. 1967: Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contr. Mineral. Petrology*, 14, 3, 250–258.
- Wang, G. F., Banno, Sh. 1987: Non-stoichiometry of interlayer cations in micas from low- to middle-grade metamorphic rocks in the Ryoke and the Sanbagawa belts. *Contr. Mineral. Petrology*, 97, 313–319.

RECENZIA

B. Cambel, J. Král a J. Burchart: **Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát** (s katalógom údajov). Bratislava, Veda, 1990, 183 s.

Publikácia má tieto kapitoly: 1. Názory na vek kryštalinika – 16 s. (B. Cambel), 2. Princípy izotopovej geochronológie – 16 s. (J. Burchart, Poľsko), 3. Metódy použité v izotopovom výskume kryštalinika Západných Karpát – 51. s., 4. Geochronológia kryštalinika Západných Karpát: diskusia súčasných poznatkov, 5. Problémy a ich riešenie – 2. s., 6. Literatúra – 7 s., dvojstránkové ruské a anglické resumé. Pripojený je katalóg geochronologických údajov obsahujúci 583 vzoriek s ich stručných opisom.

Vo vývoji názorov na vek západokarpatského kryštalinika sa v minulosti vyskytovali extrémne skupiny autorov: jedni spochybňovali všetky palinologické práce

a poukazovali na zlý stupeň zachovania objektov štúdia a ich prílišné stratigrafické rozpätie, druhí odmietali geochronologické dáta pre ich veľký rozptyl a úskalia spojené s odoberaním hornín vskutku neporušených alpskym prehriatím.

Stratigrafické členenie metamorfovaných komplexov patrí medzi najdiskutovanejšie problémy v povojnovom období. Pritom si často ani nevedomujeme, že v prípade metamorfovaných komplexov treba v diskusii jednoznačne oddeliť dobu sedimentácie alebo vzniku daného komplexu od doby jeho následnej metamorfnej rekryštalizácie.

Recenzovaná práca patrí do skupiny príručiek, ktorú budú často používať tí, ktorí sa zaoberajú stratigrafiou (a to nie iba metamorfovaných komplexov či telies erupív) „fundamentu“ Západných Karpát. Užitočnosť publikácie vidíme najmä v nasledujúcich aspektoch.

V českej a slovenskej literatúre sa po prvý raz uvádzajú základné charakteristiky geochronologických metód, ale zároveň aj úskalia pri interpretácii dosiahnutých číselných výsledkov. V pripojenom katalógu existujúcich údajov rozdelených podľa jednotlivých metód (K-Ar, U, Th-Pb, Rb-Sr) sú aj základné dáta o analyzovaných objektoch (typ horniny alebo minerálu, lokalizácia, odkaz na originálnu prácu). Odborná verejnosť iste ocení aj fakt, že sú v katalógu aj nepublikované (archívne) údaje s plným uvedením podporných dát pri každej analýze.

Pre geológa širšieho zamerania sú asi najdôležitejšie tieto výsledky: Práca neuvádza zistenia poukazujúce na predkambrický vek hornín. V tejto súvislosti je škoda, že sa doteraz neanalyzovali metamorfity zemplínskeho hrastu, z ktorých sa tesne za hranicami v Maďarsku zistil Rb-Sr metódou vek 962 ± 40 mil. rokov; vhodné by bolo overiť vek hornín z vrtných jadier kryštalinika ináčovsko-pozdišovského bloku a obliakov z flyšového pásma, ktoré môžu byť derivované z bruno-vistulika.

Prakticky všetky spoľahlivejšie dáta poukazujú na hercýnsku etapu, ktorú však autori chápu dosť široko. Najstaršiu regionálnu metamorfózu – okolo 400 mil. rokov – zistili z amfibolitov Malých Karpát a Vysokých Tatier: ide o rozhranie silúr–devón, ale takto sa datuje hlavná kaledónska fáza. Avšak novšie práce aj z priľahlého Českého masívu ukazujú, že značná časť regionálnej metamorfózy sa odohrala ešte v devóne (napr. v hradeckých zlepenkoch kulmu sú už obliaky metamorfovaných devónskych hornín), pričom po metamorfóze treba ešte počítať niekoľko miliónov rokov na odnos hrubého horninového stĺpca. Aj vyvrásnenie barrandienu sa podľa dnešných predpokladov odohralo už po strednom devóne – akadská fáza.

Zaujímavé je, že medzi najstaršími a najmladšími granitoidmi je rozpätie približne 100 mil. rokov (v tatríku 390–280 mil. rokov, vo veporiku od bázeckejšieho typu Sihla 390 mil. rokov podľa Rb-Sr typ najmenej kontaminovaný kôrovým materiálom – po leukokratnejší Ipeľský typ – 290 mil. rokov). Pre granitoidy gemerika s veľkou izotopovou inhomogenitou autori predpokladajú permský vek.

Pri hodnotení problematiky treba vyzdvihnúť, že prvé geochronologické dáta v Česko-Slovensku sa získali práve v Bratislave zásluhou Ing. RNDr. J. Kantora, CSc., v laboratóriu Geologického ústavu D. Štúra. Škoda, že

pre ťažkosti so zaobstarávaním prístrojov sme zaostali (napr. zdokonalenie metódy K-Ar technikou ^{39}Ar – ^{40}Ar , ktorá vystačí so vzorkou hmotnosti 10 mg, etapové nahrievanie – veky z tavenia biotitu laserom a pod. – *Géochronique*, No. 35, 1990).

V recenzovanej práci na niektorých miestach nepriaznivo pôsobia nesprávne geografické názvy, napr. Vysoké Tatry, pričom v prípade Račkovej a Jamnickej doliny a i. ide o lokality zo Západných/Liptovských Tatier. Pri tom označenie Tatry si už autori osvojili a už dlhší čas sa v geologickej literatúre používa. Z tej istej lokality Chorepa sa v katalógu uvádzajú tri druhy hornín (granit, migmatit, biotitická bridlica), pričom sa na tejto lokalite vyskytujú migmatity rôznych facií. Aj napriek tomu, že v katalógu sú údaje svedčiacie jednoznačne v prospech alpínskej metamorfnej kryštalizácie, autori sa tomuto označeniu dôsledne vyhli, a to aj napriek tomu, že sú známe porfyroblasty chloritoidu a kyanitu v mladopaleozoických sekvenciách obalu veporika (Vrána, 1964), resp. nebrali do úvahy, že vznik glaukofanických hornín z triasových bazaltov meliatika je výrazne alpínskym metamorfným procesom.

Autori rozlišujú dve kategórie dát: 1. priame informácie o veku (datovanie zo zirkónov U-Pb, Rb-Sr dáta celkovej horniny a čiastočne aj dáta K-Ar na amfiboloch z amfibolitov), 2. veky ochladenia (dáta z ostatných metód). Nie sme si istí, či termín „vek ochladenia“ je tu výstižný, pretože ich poskytuje aj prvá kategória; druhá kategória by snáď mala predstavovať veky ochladenia po opätovnom nahriatí, pričom nahriatie zvyčajne nebolo také vysoké, aby dosiahlo pomerne vysokú „blokáciu“ teplotu amfibolu.

V katalógu prekvapuje, že na s. 161–162 sú štyri analýzy z Inovca bez uvedenia lokality. Neorganicky sú začlenené dve analýzy glaukofanických bridlíc z obliakov, pričom pri č. 552 ide zrejme o omyl – na lokalite Šugov sú glaukofanické horniny z gemerika, a nie z obliaka z bradlového pásma. Dvojstránkové cudzojazyčné resumé pokladáme za prikrátke; mohla sa mu venovať väčšia pozornosť (napr. na s. 121 je v ňom päť chýb).

Záverom odporúčame všetkým, ktorí sa zaoberajú problematikou predkarbónskych metamorfítov a erupzív granitovej série, zoznámiť sa s recenzovanou publikáciou, resp. kúpiť si ju. Ide pravdepodobne o poslednú geologickú knihu za prijateľnú cenu.

M. Mišík a D. Hovorka

Kyslé subvulkanické členy staršieho paleozoika gemerika

SHAH WALI FARYAD

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

(Doručené 2. 5. 1990, revidovaná verzia doručená 22.6. 1990)

Subvolcanic members of Lower Paleozoic volcanites in Gemicum

The three occurrences of subvolcanic rocks in the central part of Gemicum have been investigated. Petrographically these rocks correspond to alkali feldspar granite. They occur as tectonic slices and fragments among pyroclastic rocks of dacitic to rhyodacitic composition. Variation of major and trace elements is the same in these rocks as in acid- to intermediate volcanites studied in other areas of Gemicum. All these piles of volcanites and surrounding sedimentary rocks are metamorphosed in chlorite zone of greenschist facies.

Úvod

Kyslé až intermediárne vulkanity, ako jeden z hlavných členov staropaleozoických sekvencií gemerika, sú reprezentované prevažne pyroklastickými a zriedkavo aj výlevnými formami. Subvulkanické ekvivalenty efúzív, príp. možné formy prívodných kanálov v rámci jednotlivých vulkanických komplexov zatiaľ nik neopísal. Niektorí geológovia pokladali tieto horniny za redeponované pyroklastiká, v rámci ktorých sa aj lokálne vyskytujúce výlevné formy mohli premiestniť podmorskými zosuvmi z okraja panvy. Výsledky petrografického štúdia realizovaného súčasne s geologickým mapovaním však ukázali, že okrem výlevných foriem sú prítomné aj subvulkanické členy tohto vulkanizmu (Faryad in Grecula, 1989). Tie sa však v minulosti označovali ako granitizované porfyroidy, resp. granity patriace gemerickým granitoidom (Gubač a Klíneč, 1959) a neskôr ako metaryolity (Bajaník et al., 1984). V tejto práci sa pokúsime objasniť niektoré petrogenetické súvislosti týchto hornín vzhľadom na ostatné kyslé až intermediárne vulkanity a zároveň charakterizovať stupeň ich premeny.

Geologická pozícia

Študované horniny vystupujú v rámci mohutného pásma súborov vulkanických hornín, ktoré sa začínajú severne od Smolníka, pokračuje cez Úhornú a Pačanský kopec a po určitom prerušení v oblasti Čučmy sa objavuje západne od Rožňavy (obr. 1). Petrograficky sme tieto horniny študovali na lokalitách Úhorná, Bystrý potok a Turecká. Na prvej lokalite tvoria niekoľko predĺžených telies, usporiadaných v smere JZ–SV. Vďaka rigidite týchto hornín je ich hranica so susednými fylitmi, ako aj na väčšine sledovaných miest s pyroklastikami, tektonická. Podobnú geologickú situáciu majú aj subvulkanické horniny na lokalite Bystrý potok, kde sú zo severnej strany ohraničené tmavými fylitmi. Na lokalite Turecká (severne od Nadabuly, pri záreze cesty) vystupujú tieto

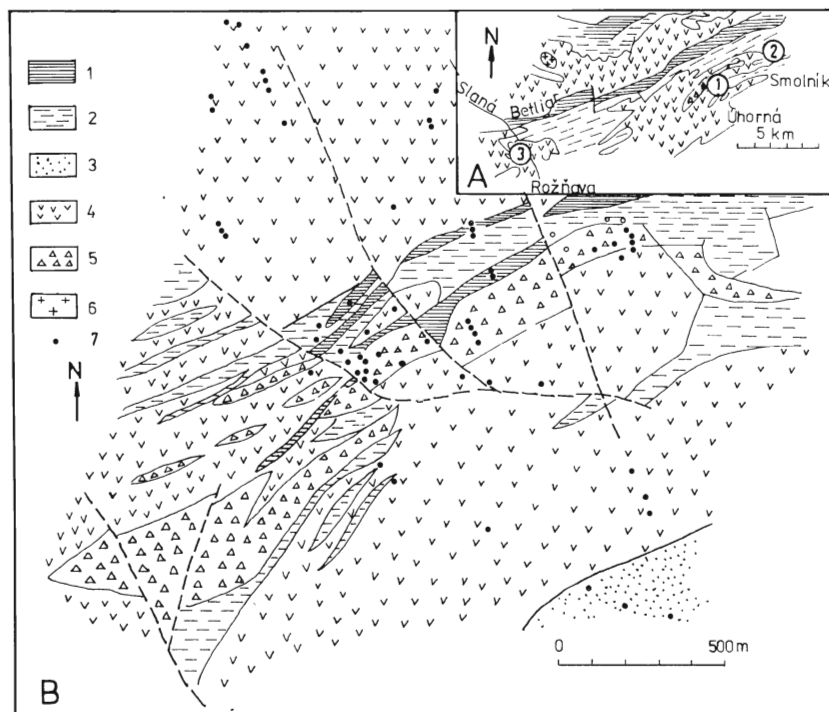
horniny v podobe rigidného bloku (veľkosti 10 × 20 m) v relatívne plastickom prostredí pyroklastických hornín.

Petrografická charakteristika

Alkalicko-živcové granity

Alkalicko-živcovými granitmi sme tieto horniny nazvali v súlade s klasifikáciou Streckeisen (1973) pre magmatické horniny (Faryad in Grecula et al., 1989). Ide o kompaktné, stredno- až hrubozrnné horniny často nerovnomernej zrnitosti. V hrubozrnnnejších varietach dosahuje veľkosť zŕn živcov a kremeňa až 8 mm. Živce sú v niektorých prípadoch hypidiomorfne až idiomorfne obmedzené. Zriedka sú prítomné aj drobnozrnné variety s rovnomerne zrnitým vývojom a tvoria akoby aplitické žily v hornine. Miestami (hlavne na lokalite Turecká) sa v hornine vyskytujú žily a hniezda kremeňa s hrúbkou až niekoľko dm. Alkalicko-živcové granity boli najkompletnejšie študované na lokalite Úhorná, kde sme rozlíšili tri petrografické typy:

1. Najrozšírenejším typom sú strednozrnné horniny s heterogranulárnou (obr. 2), zriedkavo aj poikilitickou štruktúrou. Na ich zloženie sa podieľa K-živec (50,8 %), kremeň (35,6 %), albit (10,9 %) a akcesórie biotitu, sericitu, rudných minerálov, zirkónu a niekedy aj apatitu. Vzájomné vzťahy medzi prvými tromi magmatickými minerálmi ukazujú, že K-živec je v sukcesii mladším minerálom. Miestami vytvára poikilitické zrná s uzavreninami kremeňa a albitu (obr. 3), resp. vyplňa medzery medzi týmito zrnami (obr. 4). Vyskytujú sa prípady, kde K-živec vniká po okrajoch do kremeňa (obr. 5, 6). Takmer výlučne sa jedná o pertitický K-živec alebo šachovnicový albit. Nie je vylúčené, že ide o dve generácie K-živca: prvá, vzniknutá magmatickou kryštalizáciou, tvorí samostatné zrná (ktoré boli neskôr pertitizované); druhú generáciu predstavujú intergranulárne výplne a podobné štruktúrne formy, ktoré mohli vzniknúť v neskorších štádiách kryštalizácie a autometamorfózy.



Obr. 1. A – Schematizovaná geologická mapa centrálnej časti gemerika. Študované lokality: 1 – Úhorná, 2 – Bystrý potok, 3 – Turecká. B – Geologická mapa oblasti Úhornej (Kobulský, 1984; Gazdačko, 1988). 1 – tmavé až čierne fylity a bridlice (betliarske súvrstvie), 2 – sivé až sivozelené fylity, 3 – metapsamity (2–3 – smolnícke súvrstvie), 4 – kyslé až intermediárne vulkanity, 5 – alkalicko-živcové granity (hnilecké súvrstvie), 6 – granit, 7 – miesta odberu vzoriek.

Fig. 1. A – Schematized geological map of the central part of Gemericum. Studied localities: 1 – Úhorná, 2 – Bystrý potok, 3 – Turecká. B – Geological map of Úhorná (Kobulský, 1984; Gazdačko, 1988). 1 – dark to black phyllites and schists (Betliar formation), 2 – gray- to gray-green phyllites, 3 – metapsamites (2–3 – Smolník formation), 4 – acid- to intermediate volcanites, 5 – alkali feldspar granite (Hnilec formation), 6 – granite, 7 – sample location.

K-živcové, vyplňujúci intergranulárne priestory, sa pri deformácii drví a zároveň vznikajú novotvary kremeňa, sericitu, lokálne aj albitu (obr. 4). V pokročilejšom štádiu deformácie pripomína jemnozrnná hmota v týchto priestoroch rekryštalizovaný matrix podobne ako v porfyroidoch. Niekedy takáto štruktúra vzniká len sericitizáciou K-živca, ale všeobecne je to kombinácia oboch procesov. Účinky deformácie sa na hornine často makroskopicky neprejavujú jednak preto, že na rozdiel od susedných pyroklastík bola hornina pôvodne rigidnejšia a odolávala deformácii a jednak preto, že v hornine chýbajú sfudy, aby došlo k ich preorientácii, a tým sa makroskopicky zvýraznila jej usmernená stavba. Na styku s fylitmi sú tieto horniny silne mylonitizované a pripomínajú porfyroid.

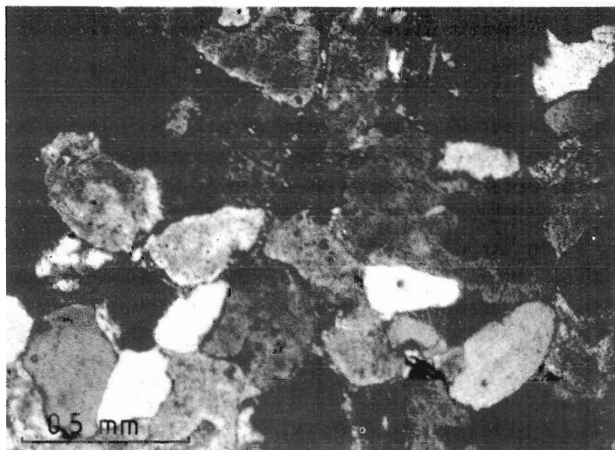
Biotit je najčastejšie prítomný v intergranulároch alebo po okrajoch zatláča K-živcov a albit. Tvorí jemné šupinky hnedého až zelenohnedého pleochroizmu. Často asociuje s chloritom a spolu s ním vytvára zhluky a krátke žilky, ktoré v stlačených typoch obtekajú zrná kremeňa. Zhluky jemných šupín biotitu a chloritu s rudným pigmentom najpravdepodobnejšie vznikli rozpadom magmatického biotitu. Takéto prejavy sú bežné aj vo výlevných formách vulkanitov z iných lokalít.

2. V rámci predchádzajúceho typu hornín sú miesta-

mi vyvinuté tenké (do 15 cm) partie (dĺžky metrového rádu), pripomínajúce žily s aplitickým vzhľadom. Od okolitých hornín sa líšia svetlejšou farbou a drobnozrnným vývojom. Pre tieto horniny je charakteristický vysoký obsah K-živca (75–95 %). Z ostatných minerálov je tu prítomný kremeň, albit, akcesórie biotitu, chloritu, sericitu a rudných minerálov. Štruktúra horniny je rovnomerne zrnitá a deformácia je podobne ako v predchádzajúcom prípade obyčajne slabá.

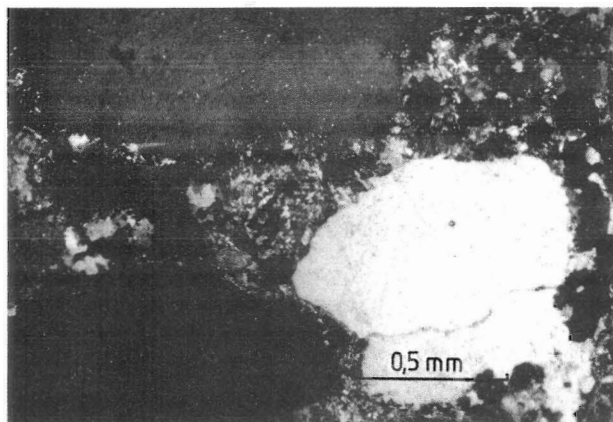
3. Tretím typom sú hrubozrnné porfyrické horniny, zistené v okrajových partiách telesa alkalicko-živcových granitov. Ich zloženie je zhruba podobné prvému typu. Má porfyrickú štruktúru s veľkými, niekedy až idiomorfnými výrastlicami K-živca a plagioklasu. Zrná živcov a kremeňa sa tu vyskytujú v jemnozrnnnej základnej hmote, ktorej podiel je na rozdiel od susedných pyroklastík menší. Na zrnách kremeňa sú evidentné prejavy magmatickej korózie. Základná hmota pozostáva z jemných zrn kremeňa (pod 0,1 mm), živcov a šupín sericitu a miestami aj biotitu. Aj v tomto type horniny možno miestami vidieť prejavy vniknutia K-živca do kremeňa.

Štruktúrne, ale aj minerálnym zložením sú alkalicko-živcové granity na lokalite Bystrý potok, hlavne Turecká, podobné ako v oblasti Úhornej. Na lokalite Turecká je však všeobecne vyšší podiel albitu (25–30), a tým je



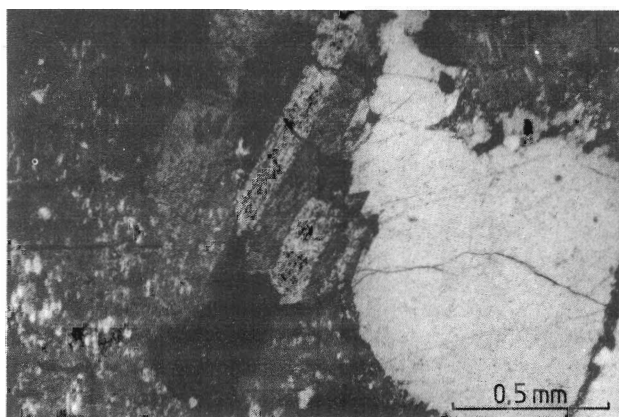
Obr. 2. Alotriomorfná zrnitá štruktúra alkalicko-živcového granitu. X nikoly, lokalita Úhorná.

Fig. 2. Allotriomorphic-granular texture of alkali feldspar granite. X nicols, Úhorná locality.



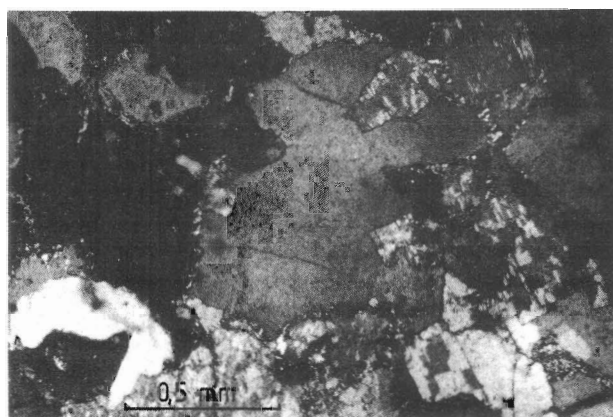
Obr. 4. K-živec vyplňujúci priestory medzi zrnami kremeňa je čiastočne kataklazovaný a rekryštalizovaný

Fig. 4. Potash feldspar filling intergranular spaces of quartz is partly crushed and recrystallized.



Obr. 3. Pertitický K-živec s uzavreninami slabo sericitizovaného albitu X nikoly, lokalita Úhorná.

Fig. 3. Perthitic potash feldspar with inclusion of slight sericitized albite X nicols, Úhorná locality



Obr. 5. Niekoľko samostatných zrn K-živca po okrajoch vnika do kremeňa. X nikoly, lokalita Úhorná

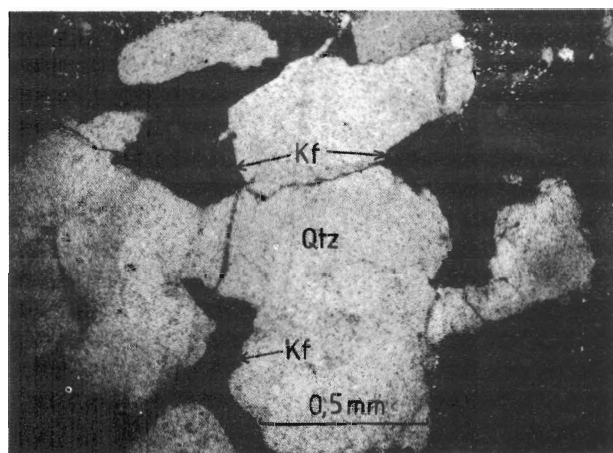
Fig. 5. Quartz grain around its margins is resorbed by a few individual potash feldspar crystals X nicols, Úhorná locality

tu adekvátne nižší obsah K-živca než v prvom type z lokality Úhorná. K-živce miestami v sebe uzatvára kremeň a plagioklas. V prípade, že hornina obsahuje väčšie množstvo K-živca, má podobne ako aplitické partie na lokalite Úhorná jemnozrnný charakter.

Na rozdiel od alkalicko-živcových granitov majú susedné pyroklastické variety dacitové až ryodacitové zloženie. Líšia sa od nich zároveň minerálnym zložením (podiel chloritu $\pm$ biotitu je do 8, max. do 15 % a podiel albitu 25–50 % obj.) a štruktúrou. Sú zbridlčenaté a jemnozrnná lepidogranoblastická základná hmota obyčajne obteká okolo porfyrických zŕn kremeňa a živcov.

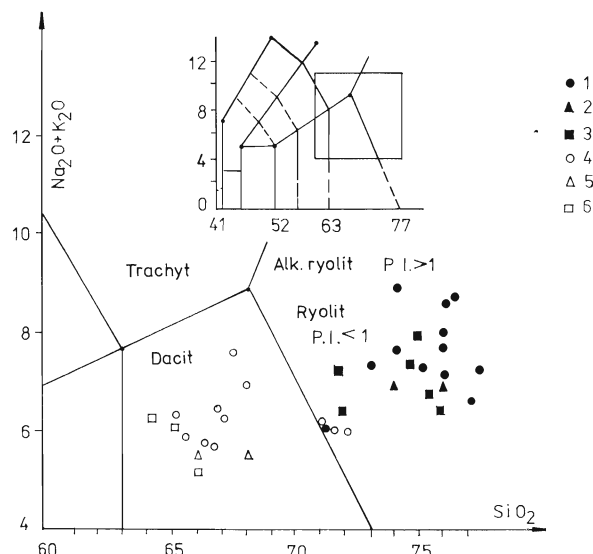
Chemické zloženie hornín

Na rozdiel od pyroklastických variét, ktoré sa v $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ diagrame (obr. 7) koncentrujú do



Obr. 6. Vniknutie K-živca do kremeňa. X nikoly, lokalita Úhorná.

Fig. 6. Potash feldspar penetrates quartz crystal. X nicols, Úhorná locality.



Obr. 7. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ diagram pre vulkanické horniny (Zanettin, 1984). 1–3 – alkalicko-živcové granity: 1 – lokalita Úhorná, 2 – lokalita Turecká, 3 – lokalita Bystrý potok, 4–6 – pyroklastické horniny (porfýroidy), poradie lokalít ako 1–3.

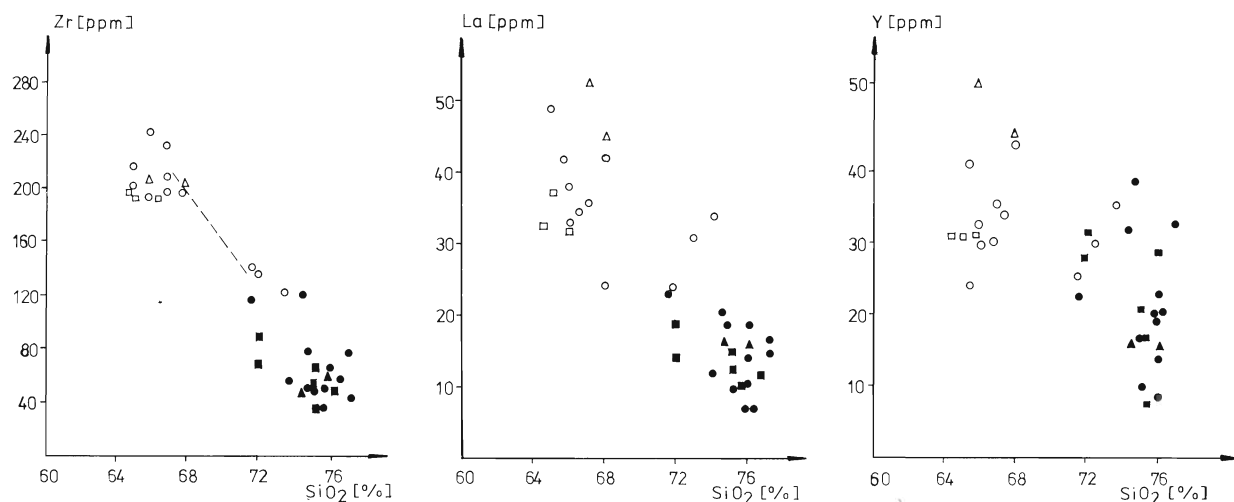
Fig. 7. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ diagram for volcanic rocks (Zanettin, 1984) 1–3 – alkali feldspar granites: 1 – locality Úhorná, 2 – locality Turecká, 3 – locality Bystrý potok, 4–6 – pyroclastic rocks, the locality order the same as 1–3.

poľa dacitov až ryodacitov, majú subvulkanické členy zloženie ekvivalentné ryolitom. Podľa klasifikácie Ewarta (1979) vykazujú študované horniny, podobne ako ostatné kyslé až intermediárne vulkanity staršieho paleozoika gemerika (Faryad a Grecula, 1984), vysokodraselný až vápenato-alkalický trend. Na lokalite Úhorná síce existuje (aj keď nevýrazná) pozitívna korelačná závislosť

medzi K_2O a SiO_2 , ale na ostatných lokalitách táto závislosť chýba, prípadne SiO_2 pozitívne koreluje s Na_2O . Vcelku suma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ progresívne rastie so zvyšovaním sa obsahu SiO_2 . S rastom podielu SiO_2 systematicky klesajú obsahy FeO , MgO , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 a P_2O_5 (obr. 9). Podobnú závislosť ukazujú kyslé až intermediárne vulkanity v pruhu Mníšek n. Hnilcom – Štós (l. c.). Výnimku tvoria horniny, ktoré podľa chemického zloženia zodpovedajú vysokodraselným ryolitom s obsahom K_2O vyšším než 8 %. Vo vzťahu k SiO_2 systematicky klesá obsah Zr, Y a La (obr. 8), a to od dacitových pyroklastík k alkalicko-živcovým granitom. S vulkanickými horninami v pruhu Mníšek n. Hnilcom–Štós sme nemohli spomínané závislosti porovnať, pretože dané vulkanické horniny neboli analyzované na tieto stopové prvky. Negatívnu korelačnú závislosť s SiO_2 ukazujú aj obsahy Ni, Co, Cr a V (tab. 1).

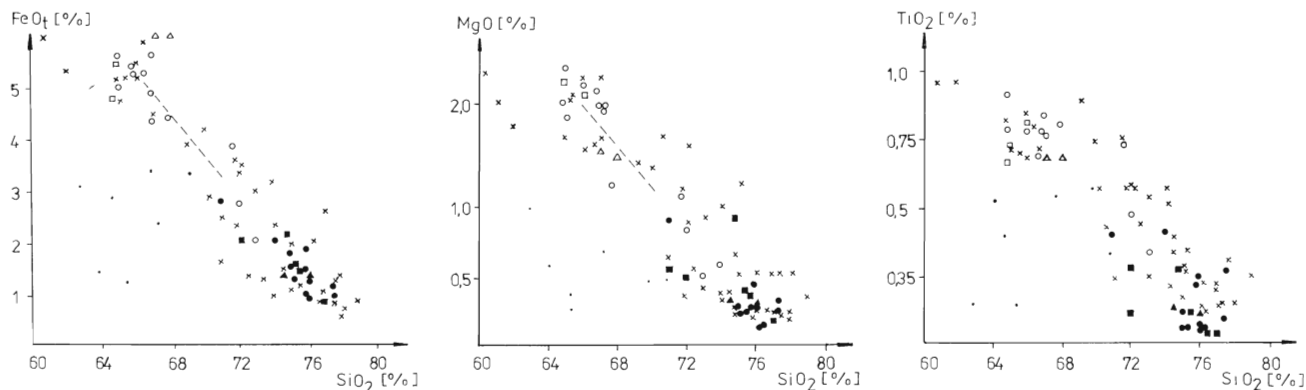
Metamorfná charakteristika hornín

Okrem silne mylonitizovaných partií sú vo všetkých študovaných typoch zachované relikty magmatických štruktúr. Metamorfnými minerálmi sú chlorit, kremeň, muskovit, albit, mikroklin a biotit. V pyroklastických varietach sú novotvorené minerály (hlavne vrstevnaté) paralelne usmernené. Na lokalite Bystrý potok vykazujú tieto horniny relatívne vyšší stupeň rekryštalizácie než na ostatných lokalitách a chlorit je miestami úplne nahradený biotitom. V alkalicko-živcových granitoch z lokality Úhorná bol analyzovaný K-živec, albit a biotit (tab. 2). Pomer $F = \text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ je v biotite (vzorka FG-84/44) okolo 0,64 a podiel TiO_2 2,2–2,3 %. Biotit v pyroklastických horninách ryodacitového zloženia



Obr. 8. Vybrané variačné diagramy kyslíčkov hlavných prvkov v študovaných horninách. Krížiky – kyslé až intermediárne vulkanity v pruhu Mníšek nad Hnilcom – Štós (Faryad a Grecula, 1984), body – horniny bohaté na K_2O (l. c.), prerušovaná čiara – trend hornín vulkanicko-plutonickéj suity sv. Mary, Tasmánia (Higgins et al., 1986). Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 8. Selected major element oxide variation diagrams for studied rocks. Cross – acid to intermediate volcanites within Štós and Prakovce territory (Faryad and Grecula, 1984), point- K_2O – enriched rocks of high-K trachyte composition (l. c.), dashed line represents major element oxide variation trend of volcanic-plutonic suite of St. Marys Porphyrite (Higgins et al., 1986). Other explanation as in Fig. 7.

Obr. 9. Diskriminačné diagramy Zr, La, Y voči SiO_2 pre alkalicko-živcové granity a dacitové pyroklastiká. Vysvetlivky ako pri obr. 7 a 8.Fig. 9. Discrimination diagrams of Zr, La, Y vs. SiO_2 for alkali feldspar granites and dacitic pyroclastic rocks. Explanations as in Fig. 7 and 8.

(vzorka FG-29/84) je relatívne bohatší na horčík ($F = 0,85$). Prítomnosť biotitu v študovaných horninách neodráža skutočné podmienky biotitovej izogrady fácie zelených bridlíc, pretože v týchto horninách (s priaznivým chemickým zložením, hlavne dostatočné množstvo K a nedostatok Ca) vzniká biotit už pri 310–320 °C (Korikovskij, 1979).

O podmienkach metamorfózy v chloritovej zóne svedčia minerálne paragenézy v susedných metapsamitoch až metapelitoch (sivé až čierne sericitické, chloriticko-sericitické bridlice až fylity). Ich štruktúra je blastopsamitická a metamorfné minerály reprezentuje kremeň, chlorit, muskovit (sericit) a rutil. V čiernych fylitoch sa akceso-

TAB. 1
Reprezentatívne chemické zloženie hornín
Representative chemical analyses

Lok.	Alkalicko-živcové granity					Dacitové pyroklastiká				
	Úhorná			B. potok Turecká		Úhorná			B. potok Turecká	
	Fg-84 115	Fg-85 217	Fg-85 220	Fg-85 205	G-16	Fg-84 107	Fg-85 211	Fg-85 222	Fg-85 201	G-20
SiO_2	75,86	75,38	76,36	75,04	74,59	66,45	65,02	65,40	65,05	66,94
TiO_2	0,10	0,14	0,08	0,14	0,15	0,79	0,91	0,77	0,71	0,72
Al_2O_3	12,66	13,03	12,51	12,91	13,81	15,14	15,68	16,08	14,68	15,06
Fe_2O_3	0,34	0,76	0,33	0,70	0,71	1,33	0,71	1,51	2,14	1,42
FeO	1,23	0,93	0,71	0,93	0,65	4,06	4,99	3,45	3,39	4,78
MnO	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06	0,06	0,06	0,04	0,03
MgO	0,36	0,24	0,16	0,46	0,32	1,91	2,06	1,56	1,82	1,48
CaO	0,20	0,60	0,20	0,32	0,46	0,76	0,44	2,00	0,42	0,24
Na_2O	2,46	2,29	2,29	3,54	5,26	2,11	4,45	3,05	3,38	3,31
K_2O	5,86	5,01	6,52	4,52	1,78	3,67	1,88	2,91	2,88	2,44
P_2O_5	0,11	0,17	0,09	0,16	0,09	0,19	0,20	0,21	0,22	0,23
str. ž.	0,86	0,81	1,98	1,04	1,24	2,45	2,31	3,07	3,63	2,32
Spolu	99,69	99,24	100,1	99,31	98,76	98,17	98,29	98,16	97,94	98,73
Zr	53	49	34	54	55	246	202	202	185	206
Sr	100	100	70	100	120	60	100	30	180	90
Y	21	19	24	22	33	29	38	39	31	42
La	7	10	7	12	16	34	49	39	37	53
Rb	104	176	124	104	70	92	64	184	124	92
Ba	520	300	400	290	240	660	380	980	620	300
Ni	6	3	5	1	3	20	23	17	16	44
Co	2	2	st.	1	1	8	111	9	9	9
Cr	5	10	20	10	25	55	50	50	45	40
V	5	5	st.	5	10	75	60	55	50	75

str. ž. zahrňuje aj $\text{H}_2\text{O}/105\text{ °C}$ a $\text{H}_2\text{O}/350\text{ °C}$

TAB. 2
Zloženie analyzovaných minerálov
Compositions of analysed minerals

	Biotit		K-živce		Albit	Muskovit	Chlorit
	Fg-84 44	Fg-29 84	Fg-84 115	Fg-84 115	Fg-84 115	Fg-84 33	Fg-84 33
SiO ₂	36,29	36,85	36,64	65,50	69,69	49,06	26,50
TiO ₂	2,22	2,34	2,28	—	—	0,21	0,04
Al ₂ O ₃	18,43	18,34	18,51	17,86	19,79	35,49	21,39
FeO	22,57	21,75	22,18	0,09	0,20	0,75	31,19
MgO	6,89	6,92	8,93	—	—	0,78	8,03
CaO	0,08	0,05	0,10	0,00	0,05	0,02	0,04
MnO	0,14	0,28	0,11	—	—	—	0,29
Na ₂ O	0,08	0,11	0,12	0,23	10,92	0,60	0,11
K ₂ O	8,91	8,91	8,80	16,75	0,06	9,08	0,07
Spolu	95,61	96,05	97,07	100,43	100,56	95,78	87,32
Si	5,559	5,616	5,430	3,019	3,015	6,385	5,697
Al ^{IV}	2,441	2,384	2,570	0,000	0,000	1,615	2,303
Al ^{VI}	0,887	0,911	0,717	0,970	1,001	3,828	3,179
Ti	0,256	0,274	0,258	—	—	0,020	0,000
Fe	2,891	2,772	2,795	0,003	0,007	0,082	5,672
Mg	1,573	1,572	2,006	—	—	0,151	2,603
Ca	0,013	0,008	0,016	0,000	0,002	0,003	0,009
Mn	0,018	0,036	0,014	—	—	—	0,054
Na	0,024	0,033	0,035	0,021	0,916	0,151	0,640
K	1,741	1,746	1,691	0,985	0,003	1,507	0,019

Počet kyslíkov na výpočet vzorcov: biotit a muskovit 22, živce 12, chlorit 28.

ricky zistil allanit. Muskovit je bohatý na fengitovú zložku ($\text{Fe} + \text{Mg} = 1,5 - 2 \%$) a chudobný na paragonitovú molekulu ($\text{Na}_2\text{O} = 0,6 \%$). Priemerná hodnota b_0 parametra muskovitu, vypočítaného metódou Guidotti et al. (1989), zodpovedá 9,0 v súlade s jeho klasifikáciou (Guidotti et al., 1986), čo môže poukazovať na tlakové podmienky metamorfózy okolo 350 MPa. Analyzovaný chlorit má pomer $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ okolo 0,68, čo je podobné, resp. relatívne vyššie než u ostatných chloritov z metapelitov chloritovej zóny v gemeriku (nepublikované).

Diskusia a záver

Študované subvulkanické horniny zodpovedajú podľa minerálneho a chemického zloženia alkalicko-živcovým granitom. Najrozšírenejší je typ s heterogranulárnou až porfyrickou štruktúrou. Hrubozrnné variety s prítomnosťou základnej hmoty, vystupujúce v perifériách niektorých telies, pravdepodobne zodpovedajú okrajovým partiám, ktoré v dôsledku rýchleho úniku tepla z magmatu do okolia utuhli skôr než centrálna časť. Podiel výrastlíc voči základnej hmote je vysoký (vyšší než 3 : 2) a kryštály živcov majú veľkosť niekedy až 5 cm. Takéto hrubokryštalické vulkanity sú rozšírené na viacerých lokalitách a sú obvyčajne považované za pyroklastiká. Na rozdiel od typických ryolitov, v ktorých prevažuje základná hmota nad výrastlicami, sú tieto horniny produktom slabo viskózne magmy, ktorá mohla extrudovať aj

výlevnou cestou. Takéto vysvetlenie môže byť podporené vystupovaním týchto hornín v podobe veľkých dómov, v ktorých chýba laminácia a iné podobné textúry, typické pre pyroklastické variety.

Lokálne vyvinuté žilkovité formy, bohaté na K-živce, ale aj niektoré textúrne znaky, ako vyplnenie intergranulárnych priestorov K-živcom, resp. jeho vniknutia do kremeňa a pod., môže nasvedčovať, že v neskorom štádiu kryštalizácie došlo k obohateniu draslíkom a K-metasomatóze. Takéto prejavy síce nie sú charakteristickým znakom alkalicko-živcových granitov, ale študovali sa vo vulkanických horninách na iných lokalitách (Faryad in Kobulský, 1988). V oblasti Helmanoviec sa v rámci ryolitov vyskytujú zóny veľmi bohaté na K_2O (až 14 %), ktoré podľa chemického zloženia zodpovedajú vysoko-K trachytom.

Negatívne korelačné závislosti FeO_2 , MgO , TiO_2 voči SiO_2 od bázejšších hornín ku kyslým sa obvyčajne pokladajú za výsledok diferenciačného trendu magmatu. Okrem predmetných hornín sú takéto trendy charakteristické aj pre širokú paletu kyslých až intermediárnych vulkanitov staršieho paleozoika gemerika (obr. 9). S rastom podielu SiO_2 systematicky klesajú taktiež obsahy Zr, Y, La (obr. 8). Takéto trendy boli pozorované aj v kyslých až intermediárnych horninách z iných oblastí (Tindle a Pearce, 1981; Miller a Mittelehldt, 1982; Higgins et al., 1986). Tieto prvky sa obvyčajne viažu na akcesórie, napr. zirkón, apatit, ktoré sú často kumulované

do tmavých minerálov (Waston a Capabianco, 1981; Wastoň a Harrison, 1982). V našom prípade predstavujú tmavé minerály, ktorých dnešným produktom je chlorit a biotit, dacitové variety.

Vo všetkých uvedených diskriminačných diagramoch vytvárajú extrúziú a subvulkanické formy samostatné pole, t. j. chýba medzičlánok. Z uvedených vzťahov, ako aj z petrografickej charakteristiky vyplýva, že subvulkanické členy vznikli až po extrúzii dacitických variet. Takúto postupnosť vývoja vulkanizmu sme vydedukovali aj na základe prítomnosti xenolitov dacitového až kvarciticke-latiandezitového zloženia v hrubokryštalických vulkanitoch kyslého zloženia oblasti Hrelíkoveho potoka (Faryad in Grecula et al., 1989).

Študované horniny sú metamorfované vo fácií zelených bridlíc, na čo poukazujú aj metamorfné minerálne paragenézy v okolitých metasedimentoch (1. c.). Na rozdiel od susedných pyroklastických hornín, ktoré sú často silne zbridličnatené, sú prejavy deformácie v týchto horninách málo výrazné. Len lokálne sú silne mylonitizované, a to hlavne na styku s inými horninami. Nezaznamenali sme žiadne prejavy granitizácie, resp. vysokého stupňa metamorfózy, ich vzťah k ostatným horninám je vďaka ich rigidite tektonický a vystupujú v podobe tektonických šupín, resp. fragmentov.

Literatúra

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, R., Snopko, L. a Vožárová, A. 1984: Vysvetlivky ku geologickej

ke mapy Slovenského rudohoria, východná časť, 1 : 50 000. Bratislava, GÚDŠ, 223 s.

Ewart, A. 1979: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic rocks. In: Baker (ed.): Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, 19-112.

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

Faryad, S. W. 1989: Petrografia metamorfovaných hornín staršieho paleozoika gemerika. In: Grecula, P. et al.: Komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia západnej časti SGR, VP rudy a nerudy. [Čiastková záverečná správa.]. Manuscript – archív GP Spišská Nová Ves.

Gubač, J. a Klinec, A. 1959: Nové výskytý gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti gemerid. *Geol. práce*, 56.

Higgins, N. C., Turner, N. J. a Black, L. P. 1986: The petrogenesis of an I-type volcanic-plutonic suite: The St. Marys Porphyry, Tasmania. *Contr. Mineral. Petrol.*, 92, 248-259.

Kobulský, J. et al. 1988: Polymetalické stratiformné rudy. [Záverečná správa VP.]. Manuscript – archív GP Spišská Nová Ves.

Korikovskij, S. P. 1979: Facii metamorfizmu metapelitov. *Moskva, Nauka*, 263 s.

Miller, C. F. a Mittlefehldt, D. W. 1982: Depletion of light rare earth elements in felsic magmas. *Geology*, 10, 129-133.

Streckeisen, A. L. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. IUGS subcommission on systematic of igneous rocks. *Geotimes (Washington)*, 18, 26-30.

Tindle, A. G. a Pearce, J. A. 1981: Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallisation in the zoned Loch Doon pluton, Scotland. *Contr. Mineral. Petrology*, 78, 196-207.

Waston, E. B. a Capobianco, C. J. 1981: Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: An assessment of the role of apatite. *Geochim. cosmochim. Acta*, 45, 2 349-2 358.

Waston, E. B. a Harrison, T. M. 1982: Zircon saturation in crustal melts: implication for trace elements and Pb redistribution during anatexis. *EOS*, 63, 1 142.

Zanettin, B. 1984: Proposed New Chemical Classification of volcanic Rocks. *Episodes*, 7, 4, 18-20.

Subvolcanic members of Lower Paleozoic volcanites in Gemericum

Intermediate to salic volcanites represent the most important member of the Lower Paleozoic sequences of Gemericum. They comprise mainly pyroclastic and occasionally effusive rocks. Their subvolcanic or intrusive members have not been hitherto known. Earlier worker suggested that these rocks were redeposited. Three occurrences of these rocks in the central part of Gemericum were studied (Fig. 1). In the past they were considered as granitized rocks (Gubač and Klinec, 1959) or metarhyolites (Bajaník et al., 1984). All these rocks were affected by Variscan and Alpine tectonometamorphic processes and the subvolcanic bodies are in tectonic contact with their surroundings.

According to the classification of Streckeisen (1973) the subvolcanic rocks correspond to alkali feldspar granite. They have xenomorphic-non granular texture and are composed of perthitic or chess board potash feldspar (50,8 percent), quartz (35,6 percent), albite (10,9 percent) and other accessories. The potash feldspar encloses albite and quartz (Fig. 3) or cements their intergranular spaces (Fig. 4), or penetrates the quartz grains (Fig. 5). The textural relations of potash feldspar observed in the locality Úhorná, can be interpreted as result of potash enrichment during the late-stage magmatic to postmagmatic processes. A vein like equigranular rock of aplitic appearance containing up to 75-95 wt. percent potash feldspar was also found in

this locality. Volcanites enriched by K₂O (up to 14 wt. percent) corresponding to high K-trachytes were studied also in Helcmanovce region (Faryad in Kobulský et al., 1988). In the marginal parts of some subvolcanic bodies porphyritic type rocks containing up to 40 percent fine grained ground-mass is developed.

The pyroclastic rocks surrounding subvolcanic bodies are dacite to rhyodacite in composition. Variation of major element oxides (FeO, MgO, TiO₂, CaO, Al₂O₃ and P₂O₅, Table 1 and Fig. 9) in pyroclastic and subvolcanic rocks correspond well to such variations in intermediate to more felsic rocks (excepted K₂O-enriched rocks of trachytic composition) studied in the vast area of Gemericum (Faryad and Grecula, 1984). With relation to SiO₂ also some trace elements: Zr, La, Y, Ni, Cr and V systematically decrease. Decrease of Zr and P is governed by fractionation of accessory phases such as apatite and zircon which occur as inclusions in mafic minerals (recently altered by chlorite) abundance in pyroclastic rocks of dacitic composition. The similar trend of these trace elements were observed in other felsic rocks (Tindle and Pearce, 1981; Miller and Mittlefehldt, 1982; Higgins, 1986). According to variation of major and trace elements the subvolcanic rocks seem to be late-stage magmatic derivatives, emplaced into pyroclastic rocks of dacitic and rhyodacitic composition. Such interpretation is supported not

only by stratigraphy of intermediate and more felsic rocks, but also by the occurrence of a quartzandesite to dacite xenolith in rhyolitic rocks (Faryad in Grecula et al., 1989).

Metamorphic mineral assemblages in volcanic rocks is represented by muscovite + chlorite + albite + biotite + microcline, and in surrounding sedimentary rocks by white mica (seri-

cite) + chlorite and quartz. In the black phyllites is also allanite present. The studied area is metamorphosed under greenschist condition up to the chlorite zone (Faryad in Krist et al. in press). Biotite in the volcanic rocks was formed because of their conventional chemical composition (saturation in K) in which biotite can appear at 310–330 °C and low- to medium pressure conditions.

Príspevok k vekovým reláciám kryštalických bridlíc ľubietovského kryštalinika

LADISLAV KAMENICKÝ¹, TAŤJANA V. GRAČEVA²

¹ Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 841 05 Bratislava

² Geochim. AN ZSSR, Moskva

(Doručené 11. 5. 1990, revidovaná verzia doručená 9. 7. 1990)

Contribution to the age relations of crystalline schists in the Ľubietová crystalline (West Carpathians, Central Slovakia)

Two new geochronological data of zircon from crystalline schists of the Ľubietová zone in the Veporic crystalline unit are reported. One sample is represented by synkinematic migmatite and the other by orthogneiss. Both samples plot near to 640–290 m. a. discordia in the already published diagram by Kamenický and Král (1979). Also the Muráň orthogneiss sample together with some Veporic granitoids plot onto the same discordia. The geological interpretation is meant as a metamorphic event for 630 m. a. and as autochthonous intrusion of a melt generated by ultrametamorphism and partial anatexis of a synkinematic migmatite for the orthogneiss sample. An independent isotopic homogenization occurred for the synkinematic migmatite at 307 m. a. and for the orthogneiss at 290 m. a.

Úvod

Geologická stavba kryštalinika spôsobovala geológom vždy ťažkosti pri analyzovaní jej vývoja. Pôvodné sedimenty a magmatické horniny sú s rôznou intenzitou premenené v niekoľkých progresívnych a regresívnych fázach. Jednotlivé bloky kryštalinika, prípadne tektonické šupiny, sú orogénnymi procesmi premiestňované.

Z doterajších geochronologických štúdií sú pomerne dobre známe vekové relácie variských granitoidov i variských metamorfných procesov. Samostatnú skupinu údajov tvoria veky niektorých granitoidov veporika, ktoré sa pohybujú v rozpätí 380–394 mil. rokov. Pri metamorfizácii sa rôznymi metódami získali údaje presahujúce aj 400 mil. rokov, napr. 413 – ruly Tatier, 425 – amfibolit Tatier, 430 – biotitický fylit Malých Karpát. Z acidných metavulkanitov gemerika je známy údaj o veku 420 mil. rokov. Pri sporadicky získaných vyšších údajoch sa zvyčajne akceptoval názor o zmiešanom veku, alebo sa uprednostňoval vek stanovený z pomeru $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Napriek tomu, že L. Kamenický a Král (1979) zverejnili údaje vyhodnotené pre diskordantné veky, naďalej sa dostatočne neprihliadalo na získané výsledky.

Voľba objektu štúdia

Pri charakterizovaní geologickej stavby kryštalinika Západných Karpát v uverejnenej korelačnej štúdii sa akceptoval názor o zastúpení 3 hlavných

komplexov. Tieto komplexy sú v typickom vývoji zastúpené aj v ľubietovskom pásme veporíd. Dôležitým faktom v tejto oblasti je však nielen ich kompletné zastúpenie, ale aj skutočnosť, že ich vzájomné vzťahy neboli porušené v priebehu orogénov, a tak sa dá superpozícia dobre sledovať.

Kryštalinikum severozápadnej časti veporského rudohoria, a teda aj ľubietovského pásma veporika podrobne zmapoval v mierke 1 : 10 000 J. Kamenický v rokoch 1959–1968. Výsledky mapovania a podrobného petrologického štúdia publikoval v rade prác (1977, 1978, 1982 a i.).

Relatívne najmladšie súvrstvie je budované rulami, páskovanými rulami a amfibolitmi. V spodnej časti súvrstvia možno pozorovať vývoj pôvodne kvarcitických až drobových sedimentov.

Uvedené súvrstvie leží v normálnom nadloží ďalšieho komplexu, ktorý sa vyznačuje prítomnosťou rozsiahlych výlevov, resp. subvulkanických telies granodioritoporfyrítov až metaporfyrítov. V najvyššej časti komplexu vystupujú metamorfované vulkanogénosedimentárne horniny s vložkami pôvodne klastogénnych i ílovitých, lokálne bituminóznych sedimentov. V podloží magmatických telies sú pôvodné sedimenty zväčša granitizované na migmatity alebo silne hybridné granitoidy alebo žuloruly.

V najhlbšej časti geologického rezu vystupuje súbor hornín rôznorodého zloženia, v ktorom možno odlišovať biotitické ruly, synkinematické migmatity až žuloruly, lokálne aj drobnozrnné páskované leukokratné ortoruly, prípadne až leu-

kokratné granity. Vo väčšine týchto hornín je typická paralelná páskovaná textúra, zvýraznená striedaním tenkých páskov s vyšším podielom slúd s hrubšími páskami leukokratnej zložky. Tento posledný komplex je zväčša ultrametamorfovaný, často až do okatých hornín s porfyroblastami K-živcov a kremeňa podobne, ako je to dobre známe napr. z južných svahov tatrickej časti hrebeňa Nízkych Tatier.

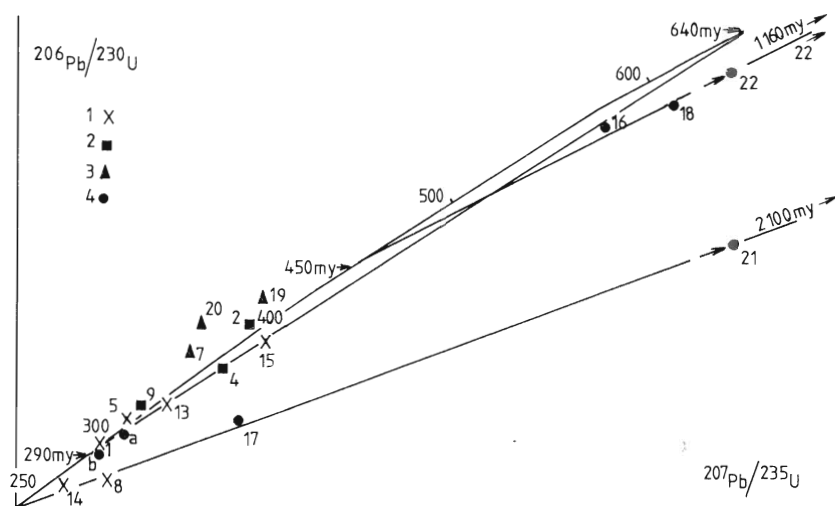
Spoločným znakom uvedených komplexov sú naložené porfyroblasty muskovitu, orientované obvykle nezávisle od metamorfnej textúry. Túto muskovitizáciu označil Kamenický (1982) za prejav varisej termickej metamorfozy. Uvedený autor pôvodne považoval všetky komplexy za prekambričné.

Dôležitým javom v oblasti Predajnianskeho a Lopejského Čelma je, že uvedené súvrstvia tvoria jednoduchšie štruktúrne formy, ktoré neboli tektonicky oddelené a premiestňované, a tak superpozíčné vzťahy zostali zachované. Pri korelácii možno vrchné súvrstvie porovnávať s pozíciou rakoveckej formácie, stredné súvrstvie s pozíciou gelnickej podskupiny gemeríd a to, čo je položené najhlbšie, považovať za staršie komplexy podobné bystrianskej a podbrezovskej podskupine Nízkych Tatier. Z týchto dôvodov možno túto oblasť považovať za ideálne miesto na riešenie sukcesie sedimentácie a magmatizmu, procesov metamorfozy a teda aj na geochronologické výskumy kryštalinika Západných Karpát. Nepriaznivý vplyv majú polymetamorfne, metamorfne i tektonické procesy. Diafority všetkých členov kryštalinika sa však vyskytujú v permských konglomerátoch, ktoré ležia na hlboko zdenudovanom kryštaliniku, čím je preukázaná variská diaforéza.

Geochronologickej analýze boli podrobené dve vzorky najhlbšieho komplexu kryštalinika; prvá zodpovedá synkinematickému migmatitu – odkryv nad horizontálnou cestou medzi Lopejským a Predajnianskym Čelmom vo výške 920 m cca 250 m severne od poľovníckej chaty, a druhá leukokratnej ortorule až granitu – odkryv nad horizontálnou cestou medzi Lopejským a Predajnianskym Čelmom vo výške 920 m cca 200 m severne od poľovníckej chaty. Ich vzájomný vzťah je daný tým, že leukokratná ortorula až granit zatláča, resp. premieňa synkinematický migmatit a na druhej strane tým, že porfyroblasty muskovitu sú prítomné v oboch vzorkách.

Vzorka č. 1 predstavuje ultrametamorfovanú horninu, nepravidelne okatú, s pomerne výrazným, usporiadaným uložením biotitu. Je drobno- až strednozrnná, ale očká svetlých ultrametamorfnych minerálov dosahujú rozmery 0,5–1 cm. Makroskópické komponenty tvorí biotit, plagioklas, kremeň a K-živce, prípadne muskovit. Sporadické sú porfyroblasty muskovitu, ktoré sú zvyčajne orientované všetkými smermi.

Pod mikroskopom možno pozorovať značný podiel červenohnedého biotitu, relatívne dobre usporiadaného, ale s lokálnymi zhľukmi. Neosóm pozostáva z plagioklasu, K-živca a kremeňa, ktorý býva sústredený do šmuhovitých zhľukov. Z akcesórií je hojný apatit a podradnejší zirkón. Sporadické porfyroblasty muskovitu majú miestami sieťovitý vývoj, uzatvárajúci ostatné komponenty. Chemické zloženie je takéto: SiO_2 68,20, TiO_2 0,46, Al_2O_3 14,21, Fe_2O_3 0,14, FeO 2,64, MnO 0,05, MgO 1,10, CaO 2,33, Na_2O 3,90, K_2O 2,51, H_2O 1,32, H_2O^+ 2,84, P_2O_5 0,28, spolu 99,98 % (analytik E. Walzel).



Obr. 1. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ diagram zirkónových geochronologických údajov kryštalinika Západných Karpát. 1 – granitoidy, 2 – ortoruly s 2 novými analýzami (a – 1VK, b – 2VK), 3 – porfyroidy, 4 – metasedimenty.

Fig. 1. $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ vs. $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ plot of geochronological data from zircon in the West Carpathian crystalline. 1 – granitoids, 2 – orthogneiss with two new data (a – 1VK, b – 2VK), 3 – porphyroids, 4 – metasediment.

Vzorka č. 2 je leukokratická ortorula až granit, tvorí na lokalite menšie teleso drobnozrnnej svetlej horniny, lokálne s usporiadaným uložením slúd, ale zväčša s granitickou štruktúrou. Podobne ako predchádzajúca vzorka má sporadické porfyroblasty muskovitu voľne rozložené v hornine.

Pod mikroskopom vidieť premenené biotity uzatvárajúce drobné zirkóny s pleochroickými dvorcami. Plagioklasy sú čiastočne zmenené, K-živce zachované a kremeň býva nahromadený do pretiahnutých zhlukov zubovite obmedzených zrn. Býva undulózny. Sporadicky je prítomný granát a porfyroblasty muskovitu. Posledné vystupujú aj spoločne v jemnozrnnejšej výplni agregátov kremeňa, plagioklasu a mikroklinu, ktorá sieťovite preniká horninou. Chemické zloženie je takéto: SiO_2 72,37, TiO_2 0,12, Al_2O_3 12,27, Fe_2O_3 0,40, FeO 0,76, MnO 0,03, MgO 0,40, CaO 1,70, Na_2O 3,04, K_2O 5,30, H_2O^- 1,28, H_2O^+ 2,38, P_2O_5 0,30, spolu 100,08 % (analytik Walzel).

Celý súbor hornín podrobne petrologicky študoval J. Kamenický (1982), a preto odkazujeme na jeho práce.

Metodika analýzy

Hmotnosť odoberaných vzoriek bola 15–20 kg. Po drvení a separácii akcesórií sa zirkóny rozdelili podľa morfológie a ďalších kritérií do frakcií, ktoré sa podrobili U-Pb izotopovej analýze. Táto metodika, používaná v laboratóriu geochemie izotopov Geochi AV ZSSR, je metodikou podľa Kroggha (1973). Izotopové zloženie olova sa stanovuje na hmotnostnom spektrometri TSN-206A firmy Cameca s použitím silikogélu ako emitujúceho zdroja iónov. Presnosť merania $\pm 0,15$ %.

Akcesorické zirkóny vzoriek č. 1 (1VK) a č. 2 (2VK) majú vysoké koncentrácie uránu pri nízkej hodnote pomeru Th/U, čo svedčí v prospech ich vzniku z magmy migmatitizáciou. Vypočítané veku sú diskordantné. Vek pomeru $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, najvhodnejšieho pre fanerozoické zirkóny, je približne 300 mil. rokov. Keďže izotopové pomery, na ktorých sa zúčastňuje ^{207}Pb , zodpovedajú značne vyšším vekom, poukazujú na prítomnosť staršej

fázy v zirkónoch, aj vek podľa izotopového pomeru $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sa môže javiť o niečo zvýšený. Predbežne sa vek migmatitizácie ortorúl stanovuje na 290 ± 20 mil. rokov. Na presnejšie datovanie je potrebný ďalší výskum.

Interpretácia geochronologických údajov

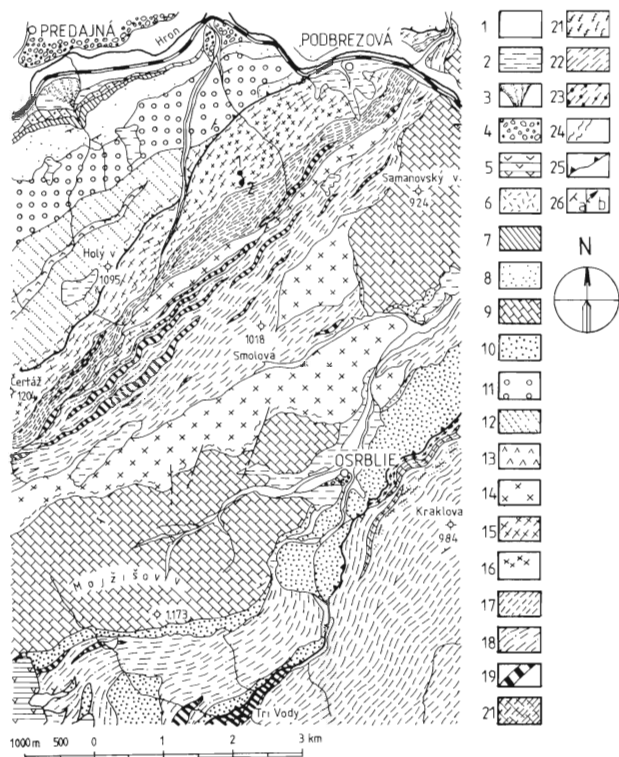
Z geologického hľadiska je zrejmé, že analyzované vzorky patria k najstaršiemu súvrstviu kryštalinika ľubietovského pásma veporika. Z petrologickej analýzy vyplýva, že v oblasti sa prejavila polymetamorfóza, a preto sa aj pri geochronologických analýzach dajú očakávať diskordantné veku a ich situovanie na diskordii. Predpoklad bol oprávnený, ako sa to ukázalo pri analýze uvedených dvoch vzoriek. Pri zanesení získaných hodnôt do publikovaného diagramu (Kamenický a Kráľ, 1979), vidieť, že body oboch vzoriek sú umiestnené blízko zakreslenej diskordie 640–290 mil. rokov, na ktorej leží bod muránskej ortoruly na jednej strane a na druhej strane body niektorých veporických granitoidov. Spracovaným dvom vzorkám by lepšie zodpovedala diskordia 630–255 mil. rokov. Samostatná izotopová homogenizácia sa dosiahla pri vzorke 1VK pri 307 mil. rokov a pri vzorke 2VK pri 290 mil. rokov.

Z uvedených údajov možno predpokladať, že 2VK predstavuje intruzívnu horninu podobnú subautochtónnej intrúzii granitu typu Králička v Nízkych Tatrách. Na druhej strane pri 1VK možno predpokladať, že ide o metamorfovanú horninu okolo 630 mil. rokov, z ktorej pri ultrametamorfóze spojennej s parciálnou anatexiou vznikol granit 2VK. Na oboch vzorkách vidieť relatívne mladšie premeny spojené so vznikom porfyroblastov muskovitu, resp. pri 2VK prežilkovanie s výplňou plagioklas, mikroklin, kremeň a muskovit. Tieto premeny možno ponímať ako metamorfózu v perime. Opísal ich aj J. Kamenický, považujúc ich za výsledok neznámej variskej intrúzie v hĺbke. V ľubietovskom pásme je však známy permský ryolitový vulkanizmus, a preto neskorovariské omladenie s hodnotou okolo 255 mil. rokov je úplne oprávnené.

TAB. 1
Zirkónové geochronologické analýzy metódou U-Pb
Results of zircon geochronology by the U-Pb method

Č. vz.	Frakcia	Obsah (v %)		Izotopové zloženie Pb				Izotopové pomery		
		Pb	U	204	206	207	208	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vek	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vek	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vek
1 VK	125 + 63	0,0067	0,124	0,127	80,443	6,389	13,041	0,05626 462	0,3781 326	0,04873 307
2 VK	125 + 63	0,0093	0,201	0,063	86,685	5,743	7,509	0,05568 440	0,3529 307	0,04596 290

Oprava na obyčajné olovo (350 mil. rokov): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,230$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,639$



Obr. 2. Geologická mapa sz. časti veporského rudohoria (Kamenický, 1959–1968). 1 – aluviálne náplavy, 2 – sutina, 3 – periglaciálne kužele, 4 – terasové štrky, 5 – pyroklastiká pyroxenických andezitov, 6 – íly, piesky, brekcie a konglomeráty oligocénu až neogénu, 7 – werfénské bridlice (campii), 8 – kvarcity (seiz), 9 – tmavé dolomity (stredný trias), 10 – kvarcity (spodný trias), 11 – pestré bridlice, konglomeráty (perm), 12 – droby, 13 – ryolity a ich tuffy a tuffity, 14 – granitoporphyry a granodioritoporphyry, 15 – migmatity ortorulového typu, 16 – oftalmické migmatity, 17 – diafторizované migmatity a svory, 18 – diafторizované svory a fylonity, 19 – amfibolity a ich diafторity, 20 – stromatitické migmatity, 21 – diafторizované migmatity a svory, 22 – sericiticko-chloritické fylonity, 23 – sericiticko-kremité fylonity, 24 – mylonity, 25 – tektonické línie, 26 – štruktúrne prvky kryštálických bridlic.

Fig. 2. Geological map of the northwestern Vepor Ore Mts. (Kamenický, 1959–1968). 1 – alluvial sediment, 2 – loam, 3 – periglacial cone, 4 – terrace gravel, 5 – pyroxene andesite pyroclastics, 6 – clay, sand, breccia and conglomerate, Oligocene to Neogene, 7 – shale (Lower Triassic), 8 – quartzite (Lower Triassic), 9 – dark dolomite (Middle Triassic), 10 – quartzite (Lower Triassic), 11 – variegated shale and conglomerate (Permian), 12 – greywacke, 13 – quartz porphyry, metarhyolite tuff and tuffite, 14 – granite porphyry and granodiorite porphyry, 15 – migmatite of orthogneiss type, 16 – ophthalmic migmatite, 17 – diaphoritized migmatite and micaschist, 18 – diaphoritized mica-schist and phyllonite, 19 – amphibolite and its diaphorite, 20 – stromatolitic migmatite, 21 – diaphoritized migmatite and mica-schist, 22 – sericite-chlorite phyllonite, 23 – sericite-quartz phyllonite, 24 – mylonite, 25 – tectonic line, 26 – structural attitude of crystalline schist.

Diskusia

Problém zastúpenia starších orogénov v kryštaliniku Západných Karpát sa v odbornej literatúre diskutuje tridsať rokov. Bol to Zoubek (1958)

a potom s ním aj Máška (1960), ktorí vyslovili názor, že kryštalinikum Západných Karpát je prekambričné buď celé alebo temer celé, nepočítajúc doň gemerikum. Takýto názor zastával aj J. Kamenický (1968). Aj jeden z autorov tejto práce L. Kamenický (1973) považuje časť tohto kryštalinika za prekambrium, ale na druhej strane zdôrazňuje podstatné zastúpenie kaledónskeho a variského cyklu. Tento názor podoprel v spolupráci s Čornou (1972, 1976) súborom palynologicky preukázaných staropaleozoických metasedimentov. Už predtým spolu s Bojkom et al. (1974) dospel k relatívne vysokému vekovému údaju zo synkinematických migmatitov tohto istého odkryvu ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 395 mil. rokov), na ktorom sa neskôr v práci Bartnickij a Kamenický (1976) pomocou K/Ar veku biotitizácie pokúšal riešiť problém zastúpenia starších orogénov. V už uvedenej práci s Kráľom (1979) boli z prístupných vekových údajov zostavené ešte ďalšie dve diskordie: 1160–450 a 2100–240 mil. rokov. Takéto vysoké hodnoty zrejme klastogénnych zirkónov boli už známe z Álp. Interpretovali sa rôznym spôsobom. Teraz však, keď sa študovali na základe izotopov Sm, Nd a Sr (Michard et al., 1985; Liew et al., 1988), nie je prekvapením vyššia hodnota, lebo sedimenty podľa interpretácie obsahujú z veľkej časti strednoproterozoický, menej fanerozoický a podradný archaický materiál. Aj spodný priesečník jednej diskordie v hodnote cca 450 mil. rokov je zrejme takisto oprávnený, pretože v kaledónskom cykle je hojne zastúpený kyslý magmatizmus, ktorého generovanie predpokladá v mieste vzniku ultrametanormofózu. V ľubietovskom pásme tvoria porphyroidy významnú zložku kryštalinika stredného súvrstvia.

Názory o možnosti zastúpenia prekambria v kryštaliniku sa objavili počas krátkeho obdobia aj u iných autorov (Cambel, 1977; Cambel et al., 1977; Krist, 1977). Môžno vysloviť nádej, že tento príspevok obráti pozornosť na tematiku, ktorá bola doteraz skôr administratívne potláčaná.

Literatúra

- Bartnickij, E. N., Kamenický, L. 1976: Príspevok k riešeniu problému zastúpenia starších orogénov v oblasti centrálnych Západných Karpát. *Manuskript – archív Geol. ústavu SAV Bratislava*.
- Bojko, A., Kamenický, L., Semenenko, N. F., Cambel, B., Ščerbak, N. 1974: Časť rezultatov opredelenia absolútneho veku gorných porod krystalického masívu Západných Karpát i sovremennoj sozrojanije znaniij. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 25, 1, 25–38.
- Cambel, B., Ščerbak, N. P., Kamenický, L., Bartnickij, E. N., Veselský, J. 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii krystallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannych U-Th-Pb metoda. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, 243–259.
- Cambel, B. 1977: Problémy stratigrafie kryštalinika Západných Karpát z hľadiska rádiometrického datovania hornín. *Acta Univ. Carol., Geol. 1–2, Praha*, 91–99.

- Čorná, O., Kamenický, L. 1972: Contribution a la connaissance de l'infrastructure des Carpathes occidentales. Referát, Symposium Liblice, 1–7.
- Čorná, O., Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 117–132.
- Kamenický, J. 1959–1968: Geologische karte des nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 3.
- Kamenický, J. 1977: Die geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepors – Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 3, 5–43.
- Kamenický, J. 1978: Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW – Teiles des Vepors – Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 33, 37–82.
- Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diafktoritov v severozápadnej časti veporského rudohoria. *Mineralia slov.*, 14, 481–516.
- Kamenický, J. 1967: Predmezozoické komplexy. In: Maheľ, M. et al.: Regionálna geológia ČSSR, V. 1. *Praha, Academia*.
- Kamenický, L. 1973: Lithologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des Kristallinikums der Zentralen Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 2, 275–281.
- Kamenický, L., Král, J. 1979: Poznámky k problematike vývoja a stavby kryštalinika v širšom priestore bradlového pásma Západných Karpát. In: M. Maheľ: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, 59–63.
- Kamenický, L., Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 15, 4, 289–302.
- Kamenický, L., Kamenický, J. 1988: Precambrian of the West Carpathians. In: Zoubek, V. et al.: *Precambrian in younger fold belts*. England, Wiley and Sons, 675–685.
- Krist, E. 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*
- Krogh, 1973: A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U-Pb for isotopic age determination. *Geochim. cosmochim. Acta*, 37, 3, 485–494.
- Liew, T. C., Hofmann, A. W. 1988: Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indication from a Nd and a Sr isotopic study. *Contr. Mineral. Petrology*, 98, 2, 129–138.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albaredé, F. 1985: Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs internal aspects of crustal evolution. *Geochim. cosmochim. Acta*, 49, 601–610.
- Máška, M., Zoubek, V. 1960: The principal divisions of the West Carpathians and their pre-Neoidic basement. The pre-Neoidic Slovak block. In: M. Máška et al.: *Tectonic development of Czechoslovakia*. Praha, Ústř. Ust. Geol., 139–176.
- Zoubek, V. 1960: Osnovnye čerty geologičeskogo razvitiya centralnykh Karpat v mezozoiskij period. *Materiály KBGA I*.
- Zoubek, V., Cogné, J., Kozhoukharov, D., Kräutner, H. G. 1988: Precambrian in younger fold belts. European Variscides, the Carpathians and Balkans. *Chichester, John Wiley and Sons*, 885 s.

Contribution to the age relations of crystalline schists in the Ľubietová crystalline (West Carpathians, Central Slovakia)

Three superposed sequences are distinguished in the Ľubietová crystalline zone of the Veporic unit assumed hitherto to represent Precambrian lithologies. The top-most sequence consists, from the base upwards, of metamorphosed quartzite and greywacke as well as gneiss with basic metavolcanite intercalations. The position of the sequence is comparable with the position of the Rakovec Group in the Gemeric unit. The middle sequence contains gneiss varieties at the base (mostly granitized) passing higher into extensive acidic metavolcanites and their subvolcanic equivalents. In the upper part, there are alternating metasediments with levels of originally bituminous rocks or intercalations of acidic metatuffs and metatuffites. This sequence may be compared with the position of the Gelnica Group in the Gemeric unit. Ultrametamorphic complexes composed of synkinematic migmatite together with frequent ophiolitic and leucocratic orthogneiss are in deepest position to the previous two sequences. These ultrametamorphic units are comparable with the position of the Bystrá and Podbrezová Subgroups in the Tatric crystalline of the Nízke Tatry Mts. Mutual relations of all units are quite preserved

despite later tectonic events, hence the area is suitable to investigate the chronological relations between single lithologies of crystalline.

Two samples were subject to geochronological investigation from the lower sequence: the 1 VK(a) synkinematic migmatite and the 2 VK(b) orthogneiss sample (Fig. 2). Age data obtained from various isotopic analyses were, in accordance with expectations, mutually discordant (Tab. 1). These plot into the previously published diagram by Kamenický and Král (1979) near to the 640–290 m. a. discordia (Fig. 1). The Muráň orthogneiss (Kohút zone of Veporic crystalline) and several granitoid varieties plot onto this discordia, too. According to the geological interpretation the age data of the 1 VK sample indicates metamorphism at 630 m. a. whereas that of 2 VK indicates subautochthonous intrusive emplacement of a granite generated by ultrametamorphism of synkinematic migmatite and by partial anatexis. An independent isotopic homogenization is indicated by the 1 VK sample at 307 m. a. and by 2 VK sample at 290 m.

Diafktoritized pebbles of all three sequences occur as pebbles in Permian conglomerate.

ZO ŽIVOTA SGS

J. Michalík: **Niekoľko príkladov mezozoickej karbonátovej sedimentácie v žlaboch a podmorských náplavových kuželloch** (Bratislava 14. 12. 1990)

Autor poukázal na dynamické epizódy vo vývoji mezozoickej sedimentácie na území dnešných Západných Karpát. Pozastavil sa nad rozpormi v tradičnej interpretácii zdrojov a ciest transportu triasových terigénnych súvrství vs. zaužívaným paleogeografickým modelom – a navyše v rozpore s najnovšími poznatkami. Upriamil pozornosť aj na možnosť interpretácie náhlých zvrátov medzi karbonátovou a klastickou sedimentáciou (lunzský či raibelský event). Podobne ťažko interpretovateľným rozporom je výskyt farkašovskej karbonátovej megabrekcie uprostred intertidálnych karbonátov (za dnešného stavu vedomostí sa dá vysvetliť len extenznou tektonikou počas anisu). Na synsedimentárnu tektoniku poukazujú aj paleogeografické štúdie panvy fatranského súvrstvia. Rekonštrukcie poruchových systémov triasového obdobia súhlasia s „megashearovým modelom“ mediteránnej Tethys. Náhlý zvrät v sedimentácii spojený s klimatickou zmenou a urýchlením subsidencie (následky starokimerských pohybov) sa odohral počas hetanžu. Vytvorili sa celkom nové systémy panví, nové transportné cesty, riftingom v penniniku vznikali nové priesotory. Celý alpsko-karpatský blok sa začal pohybovať na JV. Konsekvencie späté s týmito zmenami by bolo treba spresniť štúdiom litologických profilov (klastická prímes dáva možnosť študovať zmeny paleogeológie a paleore-

liéfu oblasti). Podobné možnosti poskytuje aj zatiaľ len iníciaľne štúdium nozdrovickej brekcie, interpretovanej ako produkt denivelizácie reliéfu dna paniev tatrika po mladokimerských pohyboch. Podobné brekcie sú však aj v Mecseku a v balkanidách. Kľasy sú derivované výhradne z podložných pelagických súvrství. Celkom iné zloženie (vysoký podiel klastov plytkovodných hornín, organizmov, minerálnych zŕn aj vulkanitov) majú fluxoturbiditové horizonty v hoterivských strážovských vrstvách. Zvlášť pozoruhodný je vysoký obsah zŕn chrómspinelu. Naopak bez tohto minerálu, ale s vysokým podielom úlomkov kremeňa a kemitých hornín sú solírovské fluxoturbidity z tatrika Malých Karpát. Vysoký podiel úlomkov organogénnych vápencov majú vápencové súvrstvia tvoriace súčasť svahov a podmorských náplavových kužellov pod karbonátovými platformami: podhorské či muránske súvrstvie. Aj tieto uloženiny môžu lokálne laterálne prechádzať do fluxoturbiditových telies. Ich mocnosť môže dosahovať impozantné rozmery: teleso Muráňa má mocnosť vyše 120 m, nad ním sú pelagické sliene Muránskej lúky s telesami fluxoturbiditov a sklzov. O nerovnej morfológii žľabu, ktorým sa materiál do kužela dopravoval, svedčia úlomky starších pelagických vápencov erodované zrejme v skalných zlomových stupňoch. Karbonátová sedimentácia sa náhle skončila uprostred albu, keď ju nahradili ílovitopiesčité uloženiny. Ale panvy tohto obdobia mali už odlišný režim a zrejme aj odlišné smery transportu.

Svory s vysokým obsahom hliníka a železa v JV veporiku – protolit a regionálna metamorfóza

MARTIN KOVÁČIK

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

(Doručené 2. 4. 1990, revidovaná verzia doručená 30. 5. 1990)

Mica schists with high content of aluminium and iron in SE veporicum – protolite and regional metamorphism

Rocks with anomalous chemical composition are rare, but relatively characteristic element in the Early Paleozoic complicated folded complex. Mica schists in question represent probably redeposited lateritic weathering crust. Typical metamorphic indicators in high aluminium metasediments – staurolite and kyanite – are “hidden” and they were deciphered only from sericite-chloritoid and sericite pseudomorphs. Mineral assemblage staurolite – garnet – (chloritoid) without biotite witnesses that medium pressure Hercynian regional metamorphism does not exceed garnet – biotite subzone of greenschist facies. Destruction processes took place after they had reached metamorphic peak, which are probably connected with Young Hercynian fold-nappe structure.

Úvod

Študované horniny tvoria rádovo dm polohy v niekoľkonásobne prevrášnenom metapelitovom súbore (tzv. hronský komplex, Klinec, 1966). Hrúbka, litologická stratifikácia ani predalpínske štruktúry nie sú, hlavne vzhľadom na tektonické prepracovanie, známe. Do značnej miery zostávajú nejasné aj väzby s okolitými jednotkami tak v sedimentárnom, ako aj v metamorfnom štádiu vývoja. Z toho dôvodu je podrobnejší petrologicko-geochemický výskum jednotlivých litotypov v predovšetkým tektonicky vyčlenených komplexoch dôležitým východiskom na riešenie širších otázok geologickej stavby.

Typická regionálne metamorfovaná minerálna asociácia svorov hronského komplexu granát – chlorit – muskovit – (biotit) je obohatená o sericitické a sericiticko-chloritoidové pseudomorfózy. Drobnozrnné, často tektonicky deformované pseudomorfózy sú štruktúrne, prípadne látkovo odlišiteľné od granolepidoblastickej základnej hmoty. Analýza pseudomorfóz odhaľuje skrytú minerálnu asociáciu primárne prítomných vysokohlinitých metamorfných minerálov. Netradičná asociácia, ako aj celohorninový chemizmus dopĺňa poznatky o metamorfóze a litologickej náplni metasedimentárneho komplexu v skúmanej oblasti.

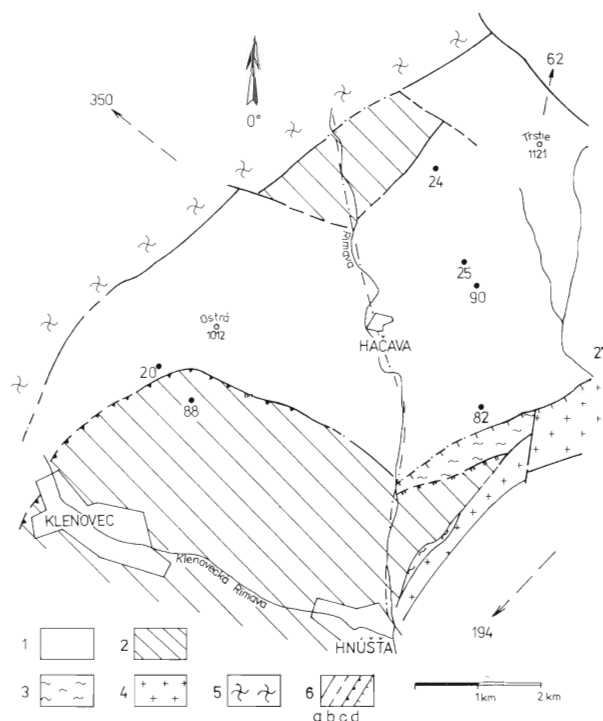
Stauroliticko-granatické svory v zóne južne od Tisovca prvýkrát spomína Zoubek (1936), bližšie ich opisuje Korikovskij et al. (1989) z oblasti sz. od obce Klenovec. Jednou z hlavných príčin, pre-

čo sa tu práve záujmové svory s vysokým zastúpením muskovitu nachádzajú zriedkavo, je ich slabá odolnosť voči zvetrávaniu.

Geologická stavba

Ani skutočnosť, že vo veporickom kryštaliniku máme k dispozícii mnoho nových údajov, neznižuje aktuálnosť niektorých starších názorov na geologický vývoj územia. Zoubek (1932) podčiarkuje existenciu dvoch hlavných období intrúzie žulového magmatizmu. Staršia intrúzia je pre- až syntektonická, často s usmernými štruktúrami, zatiaľ čo intrúzie mladšej periódy majú vcelku granitickú textúru aj štruktúru. V kryštalinickom komplexe severne od granatickej svorovej zóny (v dnešnom ponímaní sz. od muránskej línie) staršia intrúzia impregnuje migmatity, zatiaľ čo s tvorbou granitoidov mladšej periódy nie sú spojené migmatity regionálneho rozšírenia (Zoubek, l. c.). Do tohto obdobia výskumu spadá aj prvé horizontálne členenie veporika a svory sa už považujú za staropaleozoické regionálne metamorfované horniny (Zoubek, 1936).

Klinec (1966) vyčleňuje do vertikálnej príkrovovej stavby veporika štyri litologicky odlišné horninové komplexy, pričom granitoidy – migmatity tzv. kráľovohorského komplexu sú presunuté na svory tzv. hronského komplexu. V alpínskom vrásnení sa kráľovohorský komplex spolu s obalovou stružníckou jednotkou nasúval na hronský komplex za súčasnej tvorby paralelných textúr



Obr. 1. Geologická schéma územia zostrojená prevažne z podkladov Klinca et al. (1978) s lokalizáciou vzoriek. 1 – granitické svory, chloriticko-muskovitické svory, grafitické metakvarcity, amfibolity a pod. (hronský komplex, spodné paleozoikum, podľa Klinca, 1966), 2 – albitizované biotitické ruly, svetlé ruly, grafitické metakvarcity, amfibolity (klenovecký komplex, spodné paleozoikum, v zmysle Bezáka, 1982), 3 – muskoviticko-chloritické bridlice (sinecký komplex, vrchné paleozoikum?, v zmysle Bezáka, 1988), 4 – leukokratické granitoidy (rímovický typ, spodný karbón, Kamenický 1977), 5 – hybridné granitoidy a migmatity (kráľovohoľský komplex, spodné paleozoikum, v zmysle Klinca, 1966), 6 – tektonické línie: a) zistené, b) zakryté, c) násunové, d) so šmykovou zložkou. Lokalizácia vz. 194: kóta Strieborná (718,8), 3 km na SE od Cinobaňa, vz. 350: 1 km s. od kóty Blato (1272) svs. od Pohronskej Polhory, vz. 62: kóta 921,5 – 3,5 km od centra Tisovca.

Fig. 1. Geological scheme of the area (compiled predominantly according to Klinec et al. (1978) and localization of samples. 1 – garnet mica schists, chlorite-muscovite mica schists, graphite metagranites, amphibolites etc. (the Hron complex, Early Paleozoic, according to Klinec, 1966), 2 – albitized biotite gneisses, light gneisses, graphite metagranites, amphibolites (the Klenovec complex, Early Paleozoic – in the sense of Bezák, 1982), 3 – muscovite-chlorite schists (the Sinec complex, Late Paleozoic? – in the sense of Bezák, 1988), 4 – leucocratic granitoids (the Rimavica type, Lower Carboniferous; Kamenický, 1977). 5 – hybrid granitoids and migmatites (the Kráľova hoľa complex, Early Paleozoic – in the sense of Klinec, 1966), 6 – tectonic lines: a/ ascertained, b/ covered, c/ overthrust, d/ with shear component. Localization of sample No. 194: the Strieborná elevation point (718.8), 3 km NE of Cinobaňa, localization of sample No. 350: 1 km N of the Blato elevation point (1272), NEN of Pohronská Polhora, localization of sample No. 62: the elevation point 921.5, 3.5 km E of centrum of Tisovec.

(Klinec, 1979). Rozmiestnenie, vzájomné vzťahy a náplň geologických jednotiek v strednej časti subzóny Kohúta zjednodušene znázorňuje obr. 1. Z detailného štúdia severnejšieho litologicky zloži-

tého vulkanicko-sedimentárneho komplexu tzv. muránskych ortorúl vyplýva, že ide o stratigrafický aj metamorfny ekvivalent staropaleozoických muskovitických svorov subzóny Kohúta (Hovorka et al., 1987).

Máška a Zoubek (in Budaj, 1961) prichádzajú s koncepciou o vrchnoproterozoickom veku pásma svorov a posúvajú regionálnu metamorfózu do predhercýnskej orogenézy.

Bezák (1988) na základe samostatných sz.-jv. štruktúrnych prvkov dokazuje, že najstarší silne metamorfovaný pararulový základ kráľovohoľského komplexu tvorí najspodnejšiu etáž pôvodnej stavby. Hronský komplex a novovyčlenený klenovecký komplex (Bezák, 1982) sú silúrskeho – spodnodévonskeho veku (Klinec a Planderová, 1979; Bezák a Planderová, 1981) a tvoria strednú etáž. Vrchnú etáž predstavujú vrchnopaleozoické komplexy a mezozoikum, ktoré v oblasti muránskeho zlomu prekrývajú metamorfny skok, čím posúvajú tektonické zblíženie najstarších rúl – migmatitov a spodnopaleozoických metasedimentov do hercýnskeho obdobia (Bezák, 1988).

Názory na polyfázový charakter variských granitoidov veporika potvrdzujú aj výsledky Rb/Sr datovania – pre typ Sihla je získaný vek 387 a pre leukokratické granitoidy 284 mil. rokov (Bagdasarjan et al., 1986). Vek sineckého granitu sa U-Pb metódou na zirkónoch (Bibikova et al., 1988) stanovil na 350 mil. rokov. Je zaujímavé, že sa zhoduje s predstavou Kamenického (1977). Novšie geochronologické stanovenie (Bibikova et al., 1988; Cambel et al., 1988) unifikuje vek granitoidov na jednu hodnotu, čo je však v rozpore s predstavami vyššie uvádzaných autorov.

Metodika a lokalizácia vzoriek

V rámci výskumu príľahlých oblastí veporika pri styčnej zóne s gemerikom sa odobrali aj vzorky na litogeochemický výskum.

Pri odbere vzoriek bola snaha odstrániť väčšie kremenité vrstvy, budiny, o ktorých je sporé, či reprezentujú pôvodný sedimentárny alebo hydrotermálny prínosový materiál. Z asi 5 kg vzorky boli vyčlenené 1–2 kg na silikátovú analýzu stanovenú metódou RFA v laboratóriách GP v Spišskej Novej Vsi. Lokalizácia vzoriek v ťažiskovom území je zobrazená na geologickej schéme (obr. 1), pričom dve vzorky boli prevzaté z príľahlých oblastí.

Chemické zloženie hornín a otázka protolity

Na zloženie sedimentu vplýva charakter zdrojového materiálu, tektonický vývoj sedimentárneho bazénu, erózne pomery na zvetrávajúcom kontinente, klimatické zmeny, sprievodný vulkaniz-

TAB. 1
Celohorninová silikátová analýza metapelitov s vysokým obsahom hliníka a železa
Silicate analysis of the whole rock from metapelites with high aluminium and iron content

Č. vz.	20	90	24	82	27	88	25	194	350	bt. r.	A
SiO ₂	44,00	52,65	56,60	51,17	43,84	45,86	45,45	45,17	49,30	62,66	61,54
Al ₂ O ₃	30,43	27,10	23,06	25,26	29,33	28,65	29,85	28,55	27,23	17,63	16,95
FeO	6,56	4,96	6,62	5,83	7,01	5,91	5,53	5,49	6,15	3,97	3,90
Fe ₂ O ₃	3,28	2,24	2,08	2,28	2,91	2,98	2,52	5,79	2,11	1,39	2,56
CaO	0,52	0,56	0,70	0,70	0,60	1,01	0,84	0,42	0,46	0,90	1,76
MgO	1,89	1,81	1,91	3,72	3,10	2,83	2,01	1,41	2,79	3,25	2,52
TiO ₂	1,36	1,29	0,77	0,90	1,32	1,34	1,40	0,98	1,38	0,84	0,82
P ₂ O ₅	0,38	0,38	0,27	0,29	0,61	0,13	0,32	0,35	0,31	0,18	
MnO	0,077	0,063	0,19	0,082	0,175	0,068	0,102	0,148	0,072	0,21	
Na ₂ O	1,50	1,60	1,20	0,54	1,11	2,13	2,52	0,97	1,55	1,96	1,84
K ₂ O	3,61	2,70	2,68	3,98	4,80	2,81	3,14	4,89	2,43	3,74	3,45
SO ₃ celk.	0,03	0,07	0,03	0,05	0,05	0,02	0,05		0,07	0,03	
s. ž.	5,43	3,65	3,02	4,14	4,35	5,27	4,40	3,25	4,82	2,33	
CO ₂	0,48	0,50	0,61	0,66	1,08	0,59	0,44		1,11	0,96	
H ₂ O ⁻	0,33	0,07	0,29	0,58	0,55	0,34	0,07	0,53	0,43	0,20	
H ₂ O ⁺	1,76	1,95	1,94	2,09	2,14	3,62	2,95	1,54	3,10	1,28	
	99,55	99,57	100,60	99,53	99,87	99,58	99,67	97,97	99,75	99,55	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,69	0,52	0,41	0,49	0,67	0,63	0,64	0,63	0,55	0,28	0,28
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	20,30	16,91	19,24	46,82	26,42	13,45	11,85	29,43	17,57	9,00	9,21
K ₂ O/Na ₂ O	2,41	1,69	2,23	7,37	4,32	1,32	1,25	5,04	1,89	1,91	1,88

V predposlednom stĺpci je na porovnanie uvedená biotitická rula (b. r.), typická pre susedný klenovecký komplex, a v poslednom stĺpci priemerný metapelit – A (Shaw, 1954).

mus, fyzikálno-chemické podmienky usadzovania atď. Z toho dôvodu je rekonštrukcia primárneho sedimentačného prostredia obtiažna, čo dvojnásobne platí o predsedimentárnom pôvode horniny. Navyše, od postdepozíčného obdobia po dnešný stav sa v hornine uplatňoval látkový obeh viazaný na metamorfózu, pometamorfný magmatizmus aj hypergénne procesy.

V náplni hronského komplexu sa skúmané horniny líšia od bežných metapelitov predovšetkým vyšším obsahom železa a hliníka so súčasným poklesom kremíka (tab. 1, obr. 2, 3). Tvorbu metamorfných minerálov tiež výrazne ovplyvňuje vysoký pomer F/F + M. V diagrame AFM (Thompson, 1957) spadajú projekčné body celohorninového chemizmu powyše línie granát – chlorit. Aj vzorka 350 z krakľovskej subzóny je zložením totožná s horninami tohto typu v kohútskom pásme. Ostatné oxidy varujú približne v rozsahu ako v iných horninových typoch. Podobne stopové prvky neindikujú petrogeneticky interpretovateľné rozdiely voči okolitým metamorfítom*. Chemizmus chloritoidových bridlíc z východnej hranice veporika (Vrána, 1964), vyneseny na porovnanie, je blízky „priemernému metapelitu“ (Shaw, 1956) a môže svojím spôsobom prispieť do diskusie o predstave Korikovského et al. (1989) o jed-

notnom vysokohlinitom stratigrafickom horizonte v kohútskej zóne.

Na druhej strane v granátovo-stauroolitových svoroch dokumentujú vysoké pomery Al₂O₃/Na₂O, K₂O/Na₂O, Al₂O₃/SiO₂ spolu s obr. 2 a 3 geochemicky zrelý materiál. Základné parametre hodnotiace zrelosť sedimentov (Pettijohn, 1975), uvedené v spodnej časti tab. 1, zreteľne demonštrujú rozdiely medzi zložením skúmaných hornín a bežne rozšírenými metapelitmi (posledné dva stĺpce). Z obr. 3 sa v hrubých rysoch črtá priama závislosť medzi obsahom Fe₂O₃ celk. a Al₂O₃/SiO₂. V klasifikácii terigénnych sedimentov (Heron, 1988) spadajú projekčné body do poľa ílových bridlíc blízko rozhrania so železitými ílmi. Z hornín hronského komplexu je však z organických zvyškov doložený morský pôvod (Klinec a Planderová, 1979).

Z celkovej povahy sedimentárneho materiálu hronského komplexu možno predpokladať kontinentálnu kôru ako materský zdroj zvetrávania. V diagramoch hodnotiacich protolit ležia figuratívne body metamorfítov v blízkosti poľa granitoidných hornín (príp. rúl a pod.), podľa stupňa zvetrávania viac či menej vzdialené od vrchoľu A v trojuholníku ACF (Kováčik, 1988). Metasedimentom so zvýšeným obsahom hliníka a železa sa ťažko hľadá ekvivalent medzi zvetrávajúcimi horninovými typmi kontinentálneho orogénu.

* Na požiadanie analýzy záujemcovi pošleme.

TAB. 2

Základná minerálna náplň skúmaných hornín v etape regionálnej metamorfózy

Basic mineral composition on investigated rocks in the stage of regional metamorphism

Ozn. vz.	ms I	ga	staur	chld I	chl I	ky	plg
20	X	X	(X)	?	X?		
90	X	X	(X)		X		
24	X	X	(X)	?	X?		
82	X	X		X	X?		
27	X	X	(X)	?	X?		
88	X	X	(X)		?		
25	X	X			X	?	?
194	X		(X)		?	(X)	
350	X	X	(X)		?		
62	X	X			X	?	?

Používané skratky minerálov: *ms* – muskovit, *ga* – granát, *staur* – staurolit, *chld* – chloritoid, *chl* – chlorit, *ky* – kyanit, *plg* – plagioklas, *Q* – kremeň, *I* – minerály sa vyvíjajú aj v mladšom metamorfom štádiu; X – s istotou identifikovaný minerál; (X) – pseudomorfovaný pôvodný minerál; X? – *chl I* je predpokladaný, ale ťažko odlíšiteľný od *chl II*; ? – pravdepodobný výskyt (pri *ky* a *plg* – buď jeden alebo druhý).

490–510 °C (Bezák, 1989; Kováčik, 1988).

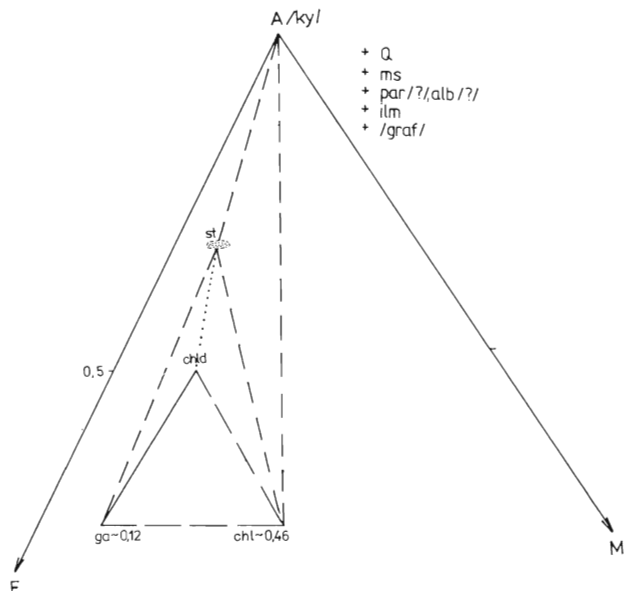
Minerálna paragenéza i textúra je vo veľkej miere odrazom primárneho sedimentogénneho charakteru horniny. Uvedený metamorfny stupeň má byť vo vysokohlinitých a vysokoželezitých bridliciach sprevádzaný muskovitom, granátom, chloritom, chloritoidom, staurolitom a kyanitom. Žiaľ, staurolit ani kyanit sme vo výbrusoch priamo neobjavili, ale sericitické a sericiticko-chloritoidové pseudomorfózy svedčia o ich primárnej existencii.

Predpokladanú asociáciu regionálnometamorfneho štádia uvádzame vo fázovom diagrame AFM (obr. 4) na základe hodnôt z tab. 2. Asociácia bez biotitu je začleňovaná k strednému stupňu granátovéj zóny (Myiashiro a Shido, 1985). AFM dokumentuje, že granátovo-chloritoidová spojnice sa zachováva (prípadne sa ani nevytvorila) a do asociácie nevstupuje biotit, ktorý by indikoval vyšší stupeň metamorfózy (Albee, 1972; Hoshek, 1969; Triboulet, 1983). Z obr. 4 ďalej vyplýva kvalitatívne slabé zastúpenie minerálnych fáz, čo naznačuje pomerne široké pole stability celej asociácie počas M 1.

V regionálnometamorfom štádiu sa chemizmom minerálov príliš nezaobráame, keďže ich výraznejšie ovplyvní nasledujúca retrográdna etapa.

Granát

V minerálnej asociácii je prakticky jediný najslabšie premenený minerál, ktorý najreálnejšie približuje podmienky regionálnej metamorfózy.

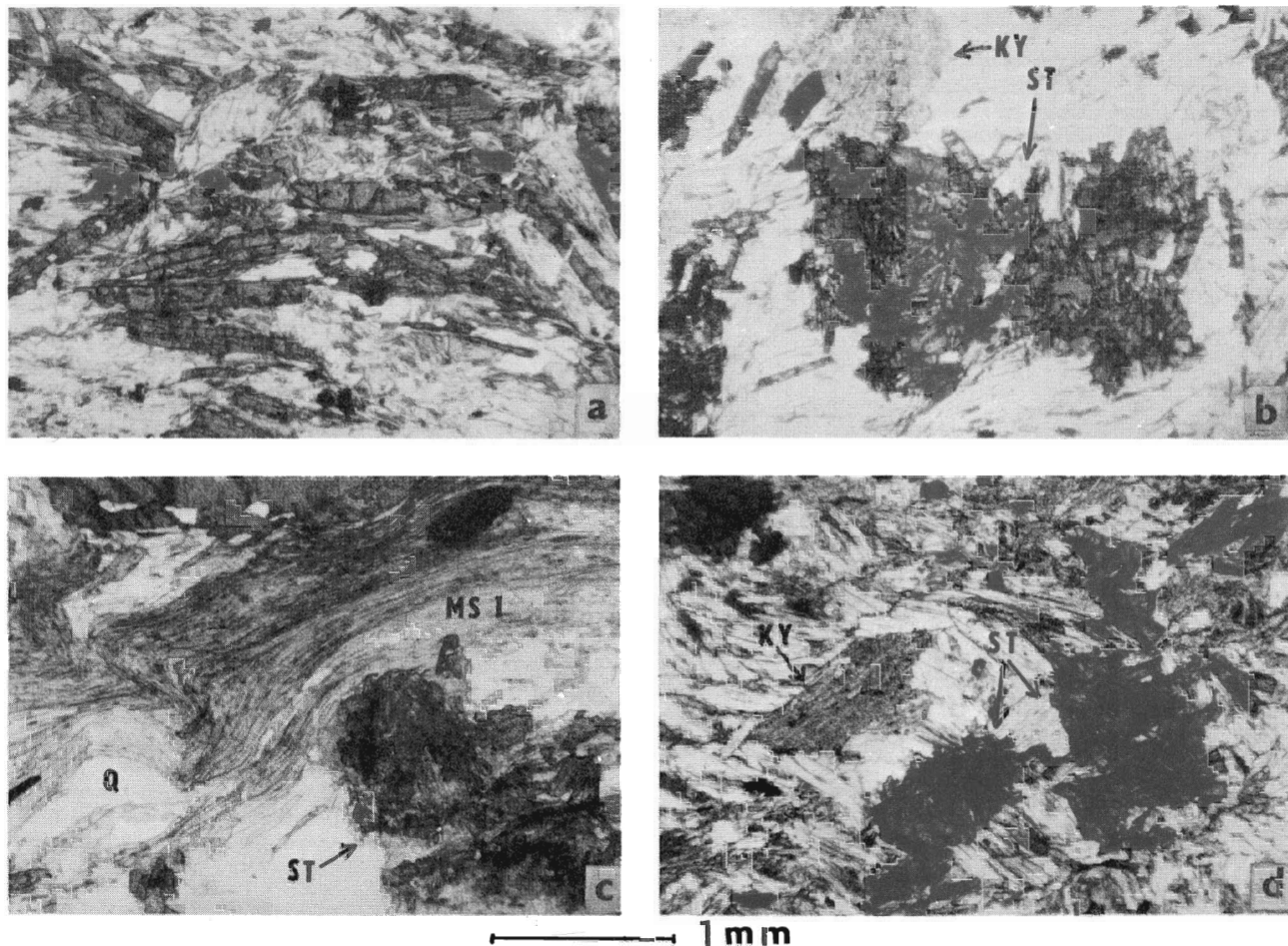


Obr. 4. Metamorfne asociácie zobrazené v diagrame AFM (Thompson, 1957). Skratky minerálov ako v tab. 2. Čiarkované línie predstavujú „skryté“ paragenézy odvodené z charakteru pseudomorfóz. Priamo je zistená len koexistencia regionálno-metamorfneho chloritoidu a granátu (vz. 82). Bodkovaná línia *staur* – *chld* znamená prítomnosť asociácie *ga* – *staur* – *chl*, *ga* – *staur* – *chld*, ale asociácia *staur* a *chld* bez *ga* alebo *ky* sa nepozorovala. Maximálne sa predpokladá asociácia *ga* – *staur* – *chld* – *chl* s dvoma stupňami voľnosti. Dodatočná Na zložka sa popri zastúpení v muskovite samostatne uplatňuje skôr v paragonite ako v kyslom plagioklase.

Fig. 4. Metamorphic assemblages depicted in AFM diagram (Thompson, 1957). Abbreviations of minerals see in Tab. 2. Dashed lines represent „hidden“ parageneses derived from character of pseudomorphs. Only the coexistence of regional-metamorphic chloritoid and garnet (sample No. 82) has been ascertained directly. Dotted *staur* – *chld* line means the presence of *ga* – *staur* – *chl*, *ga* – *staur* – *chld* assemblages, but assemblage *staur* with *chld* without *ga* or *ky* was not observed. *Ga* – *staur* – *chld* – *chl* assemblage with two degrees of freedom is maximally presumed. Additional Na component takes place, besides its presence in muscovite, more in paragonite than in acid plagioclase.

Je pravdepodobné, že tvorbu granátu do určitej miery ovplyvňuje celohorninový chemizmus, čo dokazuje hornina bez granátu (vz. 194) s vysokým obsahom Al_2O_3 a Fe_2O_3 celk., ale s veľmi nízkym podielom MgO , prípadne CaO (tab. 1). Spolu s inými minerálmi uzatvára drobné tyčinky reliktného ilmenitu, čo zároveň dokumentuje, že granát nevznikol na jeho úkor. Granát v M 1 mal výraznejší pyropovo-almandínový charakter s premenlivými variáciami v zastúpení spessartínovej zložky. Primárny obsah grossulárovej zložky je nízky. V niektorých príbuzných svoroch sa vyskytujú niekoľko mm veľké výrastlice s preukázanou progresívnou zonálnosťou od stredu k okraju (pozri profil na obr. 6). Ale vzhľadom na reekvilibráciu biotitu a neznámy tlakový gradient sa trend progresívnej metamorfózy v študovanej oblasti nedá stanoviť.

Syntektonické javy, ako napríklad sigmoidálne



Obr. 5. Snímky z polarizačného mikroskopu pri neskrížených nikoloch. a – v základnej hmote tvorenej muskovitom a kremeňom vystupujú porfýroblasty pleochroického chloritoidu (vz. 82); b – agregát drobnozrnného chloritoidu je považovaný za pseudomorfózu po staurolite; vyššie je sericitická pseudomorfóza po predpokladanom primárnom kyanite (vz. 194); c – v strede snímky je zvrásnená poloha pôvodného muskovitu s grafitickým pigmentom; vpravo dole sericiticko-chloritoidová pseudomorfóza po staurolite; hore okraj výrastlice granátu, čierny prizmatický minerál – ilmenit (vz. 90); d – pohľad na štruktúrne postavenie pseudomorfóz (po staurolite a kyanite) v lepidoblastickej muskovitickej základnej hmote (vz. 194).

Fig. 5. Photos from polarization microscope at parallel nicols. a – porphyroblasts of pleochroic chloritoid are present in groundmass formed by muscovite and quartz (sample No. 82); b – aggregate of fine-grained chloritoid is pseudomorph after staurolite; sericite pseudomorph after presumed primary kyanite is above it (sample No. 194); c – in the centre of photo is a folded lamina of original muscovite with graphite pigment; sericite-chloritoid pseudomorphs after staurolite are in the right-hand bottom; margin of garnet porphyroblast is in the upper part, black prismatic mineral – ilmenite (sample No. 90); d – view on structural position of pseudomorphs (after staurolite and kyanite) in lepidoblastic muscovite groundmass (sample No. 194).

poohýbané uzavreniny v granáte nepovažujeme za charakteristický fenomén regionálnej metamorfózy.

Chloritoid

Chloritoid pochádzajúci z M 1 predpokladáme s väčšou pravdepodobnosťou len vo vzorke 82 (otázne aj vo vz. 24 a 27). Dokonca i tu je určitá neistota, či trsy chloritoidu nevznikli počas M 2 (obr. 5a). Tvorí až 4 mm porfýroblasty, má slabý zelenkavý pleochroizmus, časté je polysyntetické lamelovanie. Nezriedka sa vyvíja priečne k bridličnatosti, čo možno pripísať kryštalizačnej sile chloritoidu.

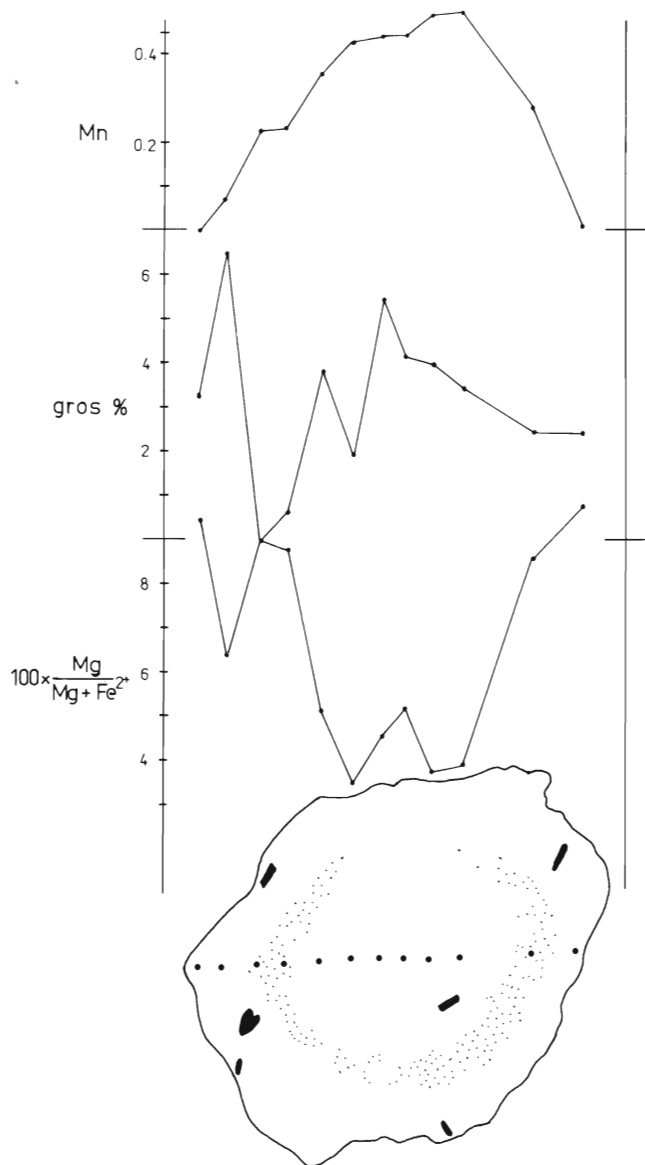
Ukazuje sa charakteristické, že kryštály s úzkymi vzťahmi k M 1 majú zvýšený obsah Mn. Zachytávanie Mn do mriežky zrejme súvisí s vývojom chloritoidu pred alebo počas tvorby granátu.

Chloritoid vo vzorke 82 má na základe röntgenovej difrakčnej analýzy monoklinickú modifikáciu.

Jednou z pravdepodobných spôsobov vzniku chloritoidu je reakcia Fe-chloritu s pyrofyliitom.

Staurolit

Primárny výskyt staurolitu predpokladáme na základe zvrásnených drobnozrnných chloritoidových pseudomorfóz viac-menej štruktúrne ohraničených voči granolepidoblastickej základnej hmo-



Obr. 6. Zonalita 4 mm porfyroblastu granátu (vz. 62). Hodnoty sú vynesené zo štruktúrneho vzorca na základe analýzy z Edaxu. Granát je nehomogénny a vzrast M/M + F (3. a 4. bod zľava) v zakalenej koncentrickej zóne naznačuje komplikovaný oscilačný vývoj. V hrubých rysoch možno pozorovať progresívny trend k okraju.

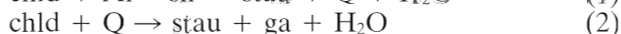
Fig. 6. Zoning of 4 mm porphyroblast of garnet (sample No. 62). Values are from structural formula on the basis of EDAX analyse. Garnet is inhomogeneous and the rise of M/M + F (3rd and 4th point from the left) in opaque concentric zone indicates complicated oscillation development. The progressive trend towards the margin could be followed in gross features.

te. Obr. 5b predstavuje agregát chloritoidu v tvare „motýľa“, podobné tmavé chloritoidové zhluky sú na obr. 5d alebo spolu so sericitom na obr. 5c.

V trojuholníku AFM (obr. 4) je zloženie staurolitu ohraničené poľom neurčitosti, bude však celkovo blízke hodnote $F/F + M \sim 83$ (Korikovskij et al., 1989).

Staurolit sa prejavuje nezávisle od špecifických teplotných odhadov a jeho stabilita je pretrvávajúcím petrologickým problémom. Lang a Rice (1985) charakterizujú jeho výskyt v metapelitoch v rozmedzí teplôt 460–570 °C. Korikovskij (1979) in Korikovskij et al. (1989) ohraničuje asociáciu staurolit – granát – chlorit teplotou 430–470 °C.

Experimentálne práce skúmajúce vznik staurolitu najčastejšie zahŕňajú v reakčných produktoch biotit alebo granát. V jednom prípade granát koexistuje s chloritoidom (vz. 82), je však pravdepodobné, že ďalší vývoj porfyroblastov granátu sprevádza tvorba staurolitu. Najväčší nedostatok experimentálnych reakcií bez biotitu spočíva v obmedzení, že asociácie neobsahujú muskovit ani chlorit. Avšak po vzniku chloritoidu je v skúmaných horninách s vysokým pomerom Al_2O_3/MgO zastúpenie primárneho chloritu nevýrazné, často až sporné. S ohľadom na povahu minerálnych asociácií budú pre vznik staurolitu orientačne výhodnejšie reakcie (Ganguly, 1972; Baltatzis, 1979):



Pre reakciu (1) stanovil Ganguly (1972) teplotu 520–530 °C. Prakticky aj experimentálne sa však potvrdilo, že teplota progresívnych dehydratačných reakcií sa znižuje pri poklese aktivity vody. Napríklad Hoschek (1969) dokázal, že bežné reakčné teploty v metapelitoch sa pri $x_{H_2O} = 0,5$ znižujú o 80–115 °C. Keďže vo väčšine vzoriek je prítomná aj uhlíková hmota (alebo v metapelitovej sekvencii sú hojne zastúpené polohy grafitických kvarcitov), môže sa teplota znížiť na priemerné hodnoty udávané pre M 1 v sledovanej oblasti.

Kyanit

S najväčšou istotou bol kyanit prítomný vo vz. 194. Vedľa chloritoidových pseudomorfóz sa v petrografickej štruktúre vyskytujú sericitické pseudomorfózy po predpokladanom Al-silikáte (obr. 5b, d). Vzhľadom na morfológiu pseudomorfózy a petrogenézu územia je pôvodný minerál pokladaný za kyanit. Táto hornina je relatívne málo deformovaná, preto nie je isté, či v tektonicky rozvlečených sericitických zhlukoch príbuzných hornín nie je tiež zašifrovaný kyanit. Sericitické pseudomorfózy po Al-silikátoch (zložené z muskovitu, paragonitu i margaritu) nie sú v retrográdne postihnutých horninách zriedkavým fenoménom (Grambling, 1981; Cooper, 1980; Guidotti et al., 1979 atď.).

Po chemickej stránke má vzorka 194 výrazný lateritický ráz (obr. 3), netvoril sa tu granát, aj zastúpenie kremeňa je veľmi slabé. Je dosť pravdepodobné, že v tomto prostredí mohol kyanit vzniknúť z pyroflytu.

Chlorit

Pôvodný chlorit (chl 1) je slabo zastúpený, pravdepodobne sa veľká časť spotrebovala na tvorbu chloritoidu a granátu. Ťažko sa jednoznačne odlišuje od mladšieho chl 2, lebo chlorit v následných tektonických deformáciách mení svoje štruktúrne postavenie. Na rozdiel od ms 1 ľahšie rekryštalizuje do priečných smerov.

Chlorit však v porovnaní s muskovitom alebo chloritoidom v naloženej metasomatóze zreteľnejšie pufruje svoje pôvodné zloženie.

Železitejší charakter chl 1 sprevádza zelený pleochroizmus, ako aj výraznejšie interferenčné farby. Klasifikačne spadajú všetky chlority do poľa ripidolitu (Hey, 1954). Chl 1 má tendenciu približovať sa zvyšovaním obsahu Fe (nevýrazne tiež Si) k pseudoturingitu, ktorý môže byť jedným z prekursorov chloritoidu.

Muskovit

V minerálnej asociácii má muskovit dominantné postavenie. Tvorí samostatné niekoľko mm hrubé prevrátené polohy, ktoré prestupujú kremenné vrstvičky (obr. 5c). Muskovit z M 1 má orientovaný rás s dĺžkou lupeňov 0,5–2 mm. M 1 sa odlišuje od neskoršie vyvinutých jedincov predovšetkým veľkým pomerom dĺžky k šírke (5–10 : 1). Miestami obsahuje grafitický pigment, v tektonických deformáciách vykazuje v porovnaní s ostatnými minerálmi najvýraznejšiu plasticitu.

Ms 1 sa voči mladším generáciám chemicky neprejavuje, čo súvisí so silným metasomatickým účinkom M 2. Celkovo však ide o fengit s pomerne premenlivým zložením.

Plagioklas

Vo vysoko hlinitých sedimentoch nižších a stredných stupňov metamorfózy sa Na zložka uplatňuje skôr vo forme paragonitu ako albitu. V niektorých prípadoch zakalené sericitické agregáty s drobnými minerálmi epidotovo-zoisitovej skupiny (?) môžu naznačovať pôvodnú existenciu plagioklasu. Teoreticky môže byť kyslý plagioklas prítomný najmä vo vzorke 62 a 25, kde nie je zistený chloritoid. V tektonicky namáhaných zónach so súbežnou hydrotermálnou aktivitou sa plagioklas mohol sericitizovať za súčasného odnosu albitovej zložky.

Zhrnutie výsledkov

Svory obsahujúce nad 25 % Al_2O_3 a okolo 10 % Fe_2O_3 nie sú častým, ale ako sa ukazuje, sú pomerne charakteristickým členom metapelitového súboru východnej časti veporika.

Z chemického a minerálneho zloženia horniny usudzujeme, že ide o medziprodukty lateritickej kôry zvetrávania, ktoré sú redeponované do morského bazéna. Vývoj tohto zvetraninového plášťa súvisí predovšetkým so zmenou klimatických pomerov, menej pravdepodobne so zmenou typu deztregujúcej sa materskej horniny.

Netradičné chemické zloženie metasedimentov podmieňuje vývoj zriedkavej metamorfnej minerálnej paragenézy (obr. 4).

V minerálnej asociácii je kvantitatívne najvýraznejšie zastúpený muskovit, čo je dôvodom rýchleho zvetrávania horniny. K špecifikám týchto hornín patrí vysoká náchylnosť k deformáciám, ako aj takmer úplné zastretie regionálnometamorfnej paragenézy v neskoršej retrográdnej etape. Rozsiahle premeny vo vysokohlinitých metamorfotoch budú hlavnou príčinou absencie kyanitu, príp. aj staurolitu. Na základe sericitických a sericiticko-chloritoidových (až chloritoidových) drobnozrnných pseudomorfóz je dešifrovaný primárny kyanit a staurolit.

Svory s vysokým obsahom železa a hliníka zdieľali spoločnú metamorfnú aj tektonickú minulosť s ostatnými staropaleozoickými metamorfnými súbormi (teplota v priemere 500 °C, tlak 4–5 Kb). Staurolit v asociácii bez biotitu dokazuje, že metamorfóza nepresiahla granátovo-biotitovú subzónu fácie zelených bridlic. Pôvodné lepidoblastické polohy obsahujú často grafitickú substanciu (obr. 5c). Možno vysloviť predpoklad, že fluidný tok mal v etape progresívnej metamorfózy vyšší parciálny tlak CO_2 ako v neskoršej metasomatickej epizóde. Túto skutočnosť môže ilustrovať aj predpokladané zníženie teploty reakcií vedúcich k vzniku staurolitu.

Progresívna regionálna metamorfóza má v porovnaní s dvoma nasledujúcimi metamorfnými udalosťami relatívne najvyrovnanjšie P–T–X podmienky, čo pravdepodobne súvisí s menej výraznou synmetamorfnou tektonickou aktivitou (dokazujú hlavne porfyroblasty granátu). Dve vzorky vzdialené od ťažiskového územia (obr. 1) ukazujú, že vyčlenenie hrónského komplexu má z litologického aj metamorfného hľadiska stále svoje opodstatnenie.

Regionálna metamorfóza je zaradená do obdobia pred tvorbou leukokratných rimavických granitov, či granitoidov tzv. veporského typu. Prijímame názor, že vývoj týchto geologických jednotiek sa viaže na hercýnsky orogenetický cyklus. (Bližšie sa snáď dá vek regionálnej metamorfózy ohraničiť na devón až devón – spodný karbón).

Keďže zachované porfyroblasty granátu majú progresívnu zonálnosť a rozrušené granáty už vykazujú nepravidelnú, častejšie regresívnu zonálnosť, možno vysloviť predpoklad, že po dosiahnutí vrcholu regionálnej metamorfózy sa uplatnili vý-

razné tektonické pochody (mladohercýnska vrásovo-príkrovová stavba?) s následnou retrográdnou metamorfózou.

Literatúra

- Albee, A. L. 1972: Metamorphism of Pelitic Schists: Reaction Relations of Chloritoid and Staurolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V 83, 3 249 – 3 268.
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Ch. a Cambel, B. 1986: Rb-Sr isochron age granites from the veporic pluton. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 336–365.
- Baltatzis, E. 1979: Staurolite-Forming Reactions in the Eastern Dalradian Rocks of Scotland. *Contr. Miner. Petrol.*, 69, 193–200.
- Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 65–70.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131–142.
- Bezák, V. 1989: Výsledky geotermometrie v kryštalíniku kohútskej zóny veporika. *Správy Výsk. Geol. Úst. D. Štúra*, 25, 133–136.
- Bezák, V. a Planderová, A. 1981: Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme veporíd. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 183–184.
- Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovskij, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. a Arakelians, M. M. 1988: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 137–157.
- Budaj, T. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. ČSAV, Praha, 1–232.
- Cambel, B., Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Ch. a Dupej, J. 1988: Age of granitoids from the Kohút Veporic zone according to Rb-Sr isochrone analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 131–146.
- Cooper, A. F. 1980: Retrograde Alteration of Chromian Kyanite in Metacher and Amphibolite Whiteschist from the Southern Alps, New Zealand. *Contr. Miner. Petrol.*, 75, 153–164.
- Ganguly, J. 1972: Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments and applications. *J. Petrology*, 13, 335–365.
- Grambling, J. A. 1981: Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region. *New Mexico. Amer. Miner.*, 66, 702–722.
- Guidotti, C. V., Post, J. L. a Cheney, J. T. 1979: Margarite pseudomorphs after chialstolite in the Georgetown area, California. *Amer. Miner.*, 64, 728–732.
- Herron, M. M. 1988: Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core of log data. *J. Sedim. Petrol.*, 58, 820–829.
- Hey, M. H. 1954: A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, 33, 277–292.
- Hoschek, G. 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, 208–232.
- Hovorka, D., Dávidová, Š., Fejdi, P., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. a Spišiak, J. 1987: The Muráň Gneisses the Kohút Crystalline Complex, the Western Carpathians. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol.*, V 42, 5–101.
- Kamenický, J. 1977: Contact metamorphism in the aureola of the Rimavica granite. *Mineralia slov.*, 9, 161–184.
- Klinec, A. 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západ. Karpaty*, 6, 7–29.
- Klinec, A. 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Kartát. In: Tektonické profily Západných Karpat. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 167–176.
- Klinec, A. et al., 1978: Vysvetlivky k listu Klenovec (1:25 000). *Manuskript – archív Geol. úst. D. Štúra, Bratislava*, 112 s.
- Klinec, A. a Planderová, E. 1979: Paleozoické metasedimenty z oblasti Hnúšte. *Geol. Práce, Spr.*, 72, 193–194.
- Korikovskij, S. P., Krist, E. a Boronikhin, V. A. 1989: Staurolite – chloritoid schists from the Klenovec region: Prograde metamorphism of high-alumina rocks of the Kohút zone – veporides. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 187–200.
- Kováčik, M. 1988: Litogeochemia metamorfítov staršieho paleozoika. In: Molák, B. et al.: Metalogenetický výskum styčnej zóny veporika a gemerika. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*, 1–16.
- Kukal, Z. 1985: Vývoj sedimentů Českého masívu. *Praha, Academia*, 220 s.
- Kužvart, M. 1956: Geologické a petrografické pomery mastkových ložísek a jejich okolí u Hnúšte na Slovensku. *Sbor. Ústř. Geol.*, 22, 145–195.
- Lang, H. M. a Rice, J. M. 1985: Geothermometry, geobarometry and T-X (Fe-Mg) relations in metapelites, Snow Peak, Northern Idaho. *J. Petrology*, 26, 889–924.
- Mišík, M., Chlupáč, I. a Čiha, I. 1985: Stratigrafická a historická geológia. *Bratislava, SPN*, 570 s.
- Miyashiro, A. a Shido, F. 1985: Tschermark substitution in Low- and Middle-grade Pelitic Schists. *J. Petrology*, 26, 449–487.
- Pettijohn, F. J. 1975: Sedimentary rocks. *Harper-Row, New York*.
- Shaw, D. M. 1956: Geochemistry of pelitic rocks. Major elements and general geochemistry. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 919–934.
- Thompson, J. B. Jr. 1957: The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Mineralogists*, 42, 842–858.
- Triboulet, C. 1983: Uni- and divariant equilibria between staurolite, chloritoid, garnet, chlorite, biotite in medium pressure meta-acidites from Lorient-Concarneau area. *Contr. Mineral. Petrol.*, 82, 195–204.
- Vrána, S. 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides. *Krystalinikum*, 2, 125–143.
- Winkler, H. G. F. 1979: Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th ed., New York, Springer Verlag, 1–334.
- Zoubek, V. 1932: Předběžná zpráva o mapování listu Velká Revúca. *Věstn. Stát. Geol. Úst.*, 8, 136–145.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věstn. Stát. Geol. Úst.*, 12, 207–239.

Mica schists with high content of aluminium and iron in SE Veporicum – protolite and regional metamorphosis

Beds of mica schists with the thickness of Xdm and the content of 25–30 % Al_2O_3 and about 10 % $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ belong together with other rock types (garnet-chlorite, chlorite-muscovite, garnet-biotite mica schists, graphite metaquartzites, lenses of amphibolites etc.) to one meta-pelitic complex with common metamorphic-tectonic his-

tory. Neither precise lithological stratigraphy nor thickness and Pre-Alpine structures of this complex are known for the polystage tectonic processing.

Protolite of investigated mica schists represents geochemically mature material with high values of $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, while at the same time the ratio of

F/F + M rises (Fig. 2,3). We have judged, from chemical and mineral composition of rock, that this is a question of products of incomplete allitic weathering redeposited into a sea basin. The development of laterite crust of weathering is connected predominantly with change of climatic conditions, the influence of other base rocks is less probable. These accumulation were intercalated by quartz laminae in sedimentation cycle.

The high predisposition to deformations, as well as almost complete camouflage of regional metamorphic paragenesis by later retrograde-metasomatic stage, belongs to the specific characteristic of investigated rocks. Muscovite prevails in mineral assemblage, which determines weak weathering resistance. Extensive alterations in high aluminium metapelites are the main reason for the lack of kyanite or staurolite.

On the basis of sericite and sericite-chloritoid (up to chloritoid) pseudomorphs primary kyanite and staurolite have been ascertained (Fig. 5 b, c, d). The assemblage of regional metamorphic minerals is in Fig. 4 (at the temperature about 500 °C and under presumed pressure of 4–5 kb). Sedimentogenous lepidoblastic intercalations often contain graphitic substance (Fig. 5c), we have jud-

ged from this that flow of fluids had higher partial pressure of CO₂ than in later metasomatic episode. This fact can be illustrated by presumed lowering of the temperature of reactions leading to the origin of staurolite.

Progressive regional metamorphism has, in comparison with two following metamorphic events, relatively the most uniform P-T-X conditions, which is probably connected with more calm synmetamorphic tectonic activity (textures of garnet porphyroblasts give evidence of this). Well-preserved porphyroblasts of garnet have progressive zoning and crushed garnets have retrograde irregular zoning. On the basis of the above an assumption has been made, after the peak of regional metamorphism had been reached, tectonodeformation processes took place here (Young Hercynian foldnappe structure?). The regional metamorphism is coeval with Hercynian orogeny (Devonian up to Devonian – Lower Carboniferous), into the period before the development of mean granitoid massifs of the Veporicum. Emplacement and cooling of granitoid plutons associated with bulky fluid escape exert mostly retrograde effects on Lower – Paleozoic metamorphic complexes.

Interpretace oravské magnetické anomálie

LUBOMIL POSPÍŠIL, JAN KADLEČÍK

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 15. 6. 1990, revidovaná verzia doručená 3. 8. 1990)

Interpretation of the Orava magnetic anomaly

The Orava magnetic anomaly is a part of continuous belt of magnetic anomalies running along the eastern edge of the Bohemian Massif. Their interpretation is based on the assumption about the source of this anomaly corresponding to similar complex of rocks drilled by the Jablunkov-1 borehole (gabbro-norites). The results of interpretation and models of sources have indicated the continuation of the southern passive edge of epi-Variscan platform up to the high conductivity zone.

Úvod

Na území Oravy zasahuje výrazné pásmo magnetických anomálií, táhnoucí se téměř spojitě podél východního okraje Českého masívu.

Vzhledem k tomu, že vrt Jablunkov-1 provrtal bazické horniny s vysokou susceptibilitou (25 000 j. SI), označené jako gabronority (Krejčí, Menčík, 1983), můžeme v místě, kde reflexy na seizmických profilech 211 se ztotožňují s horizontem těchto hornin, tyto reflexy ztotožnit (přibližně) s hranicemi vymezujícími předpokládané magneticky se projevující prostředí. Protože i na profilech 313, 315, 315 A byla zjištěna podobná rozhraní, která byla zachycena v krystaliniku, lze předpokládat jednotný zdroj, který se v prostoru slezské jednotky spojuje s účinky komplexů těšinitů.

Možnost hledat a testovat pozici magnetických zdrojů v platformě na základě údajů reflexní seismiky a řešení přímé magnetické úlohy nás vedla k interpretaci oravské magnetické anomálie.

Problematika a metodika interpretace

Problematice stanovení zdrojů magnetických anomálií, nacházejících se na východním okraji Českého masívu a na jeho svazích skrytých pod miocenní výplní Karpatské předhlubně a vnějším flyšovým pásmem Západních Karpat, se věnuje stále značná pozornost. Jen za poslední dva až tři roky se objevila řada významných prací, které přispívají k řešení této problematiky (Pícha, 1986; Bucha et al., 1986; Bárta, Deštík, 1986; Mann, 1986; Filo, Kubeš, 1987, aj.).

Původ magnetických anomálií není zcela jednoznačně vysvětlen. Jedna skupina autorů vychází

z klasické interpretace, že magnetická anomálie je vyvolána jedním, resp. několika zdroji geneticky příbuznými, a zasazuje zdroj do krystalinika platformy (např. Mann, 1986; Filo, Kubeš, 1987).

Druhá skupina vychází z vrtných údajů měření susceptibility, které naznačují, že povrch krystalinika tvoří významné rozhraní, jímž lze vysvětlit dané magnetické anomálie (Pícha, 1986), tak např. vysvětluje podivínskou anomálii.

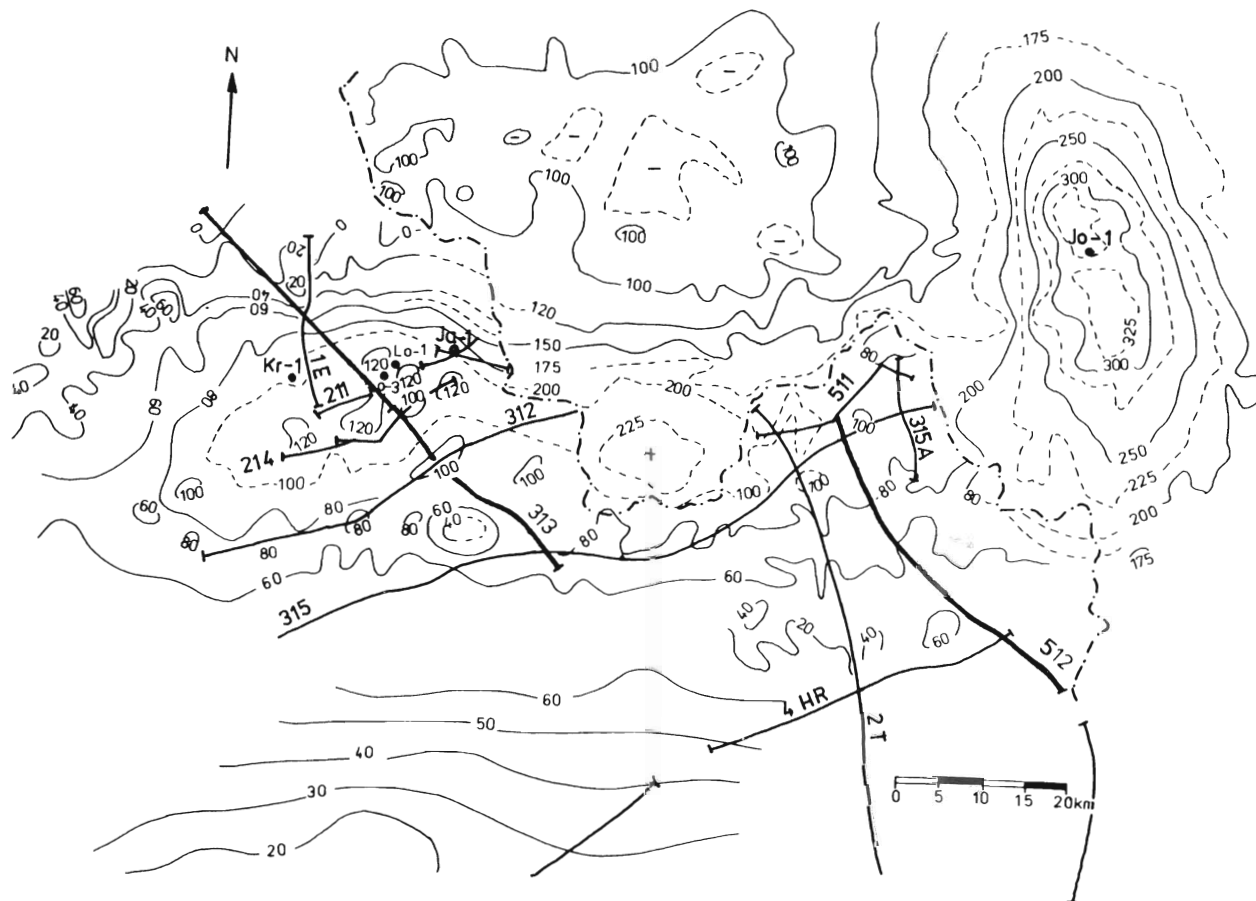
Celý problém interpretace poměrně přesně vysvětluje analýza Manna (1986). Jeho některé podstatné části zde uvádíme pro zdůvodnění našeho přístupu k řešení oravské magnetické anomálie.

a) Podstatná část anomálního pole má své zdroje v krystaliniku, resp. i v hlubších úrovních. Je možno to odvodit z kladné korelace magnetických anomálií s reliéfem krystalinika, z porušení magnetického pole významnými rozhranými, z nezávislosti na stavbě mladších jednotek, ale i na terciérní tektonice, která porušuje vlastní krystalinické podloží, ale nikoliv magnetický zdroj.

b) Regionální anomálie lze poměrně přesně a jednoduše vysvětlit jednoduchým modelem (homogenně magnetizovanou vrstvou o proměnné mocnosti). Řešení obrácené úlohy závisí na zvolené magnetizaci, ale ne vždy je možno řešení založit jen na využití indukované magnetizace.

c) Povrch krystalinika má význam pro průběh magnetických anomálií, ale značně závisí na jeho litologické homogenitě, teplotních a tlakových podmínkách, hlavně v hlubších úrovních.

d) Tyto body je třeba doplnit o možné souvislosti mezi zvýšenou magnetizací hornin indukovanou geomagnetickými anomáliemi a výskytem uhlovodíků (Bucha et al., 1986). Zvláště sekundární změny magnetických vlastností hornin krystalinika i sedimentů v důsledku geochemických procesů



Obr. 1. Pozice a průběh oravské magnetické anomálie s vyznačením použitých seizmických profilů. Označení vrtů: Ja-1 (Jablunkov), Jo-1 (Jordanów), Lo-1 (Lomná), Kr-1 (Krásná). Hodnoty izoanomálií v nT.

Fig. 1. Position and course of the Orava magnetic anomaly with marked seismic profiles. Indication of boreholes: Ja-1 (Jablunkov borehole), Jo-1 (Jordanów), Lo-1 (Lomná), Kr-1 (Krásná). Values of isoanomalies in nT.

odehrávajících se v horninách v průběhu jejich vývoje (zvětrávání, hydrotermální přeměny, druhotné ukládání magnetických minerálů, atd.) mohou souviset s průběhem magnetických anomálií.

Oravská magnetická anomálie, kterou můžeme chápat jako součást pásu anomálií, k němuž náleží (na Z) jablunkovská a (na V) jordanowská anomálie, se na našem území projevuje pouze svou jižní polovinou (anomálie jsou označeny podle vrtů). Proto jsme její obraz doplnili o údaje z polského území (obr. 1). Předložená mapa má charakter schématu a dokumentuje hlavně rozsah a amplitudu této magnetické anomálie.

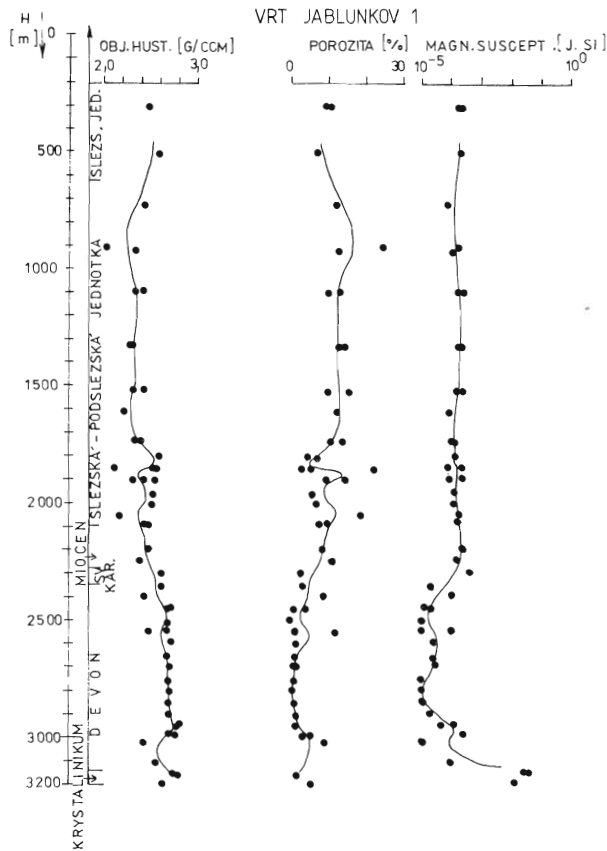
Protože v prostoru jablunkovské anomálie bylo

situováno několik vrtů, které dosáhly až do hlubších úrovní krystalinického podloží (Jablunkov-1, Krásná-1, Dolní Lomná-1, 2), a na základě reflexních seizmických profilů byly získány orientační údaje o průběhu povrchu nejen paleozoika, ale i krystalinika (Kadleček et al., 1988), můžeme při modelování vycházet z těchto předpokladů:

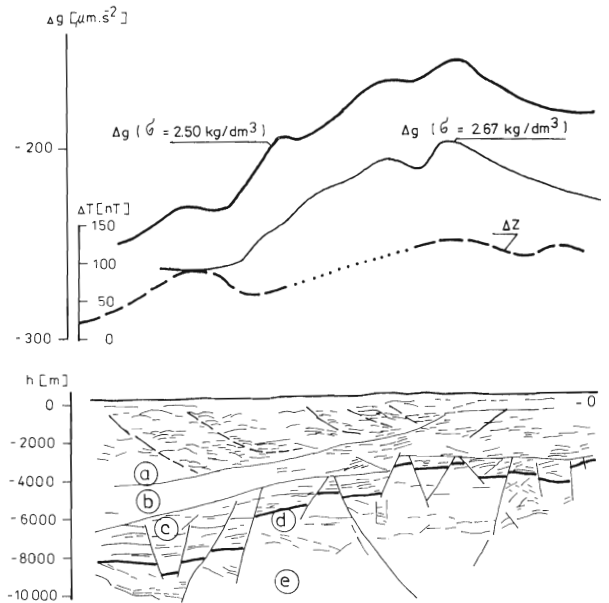
– Horniny s vysokou susceptibilitou byly zastíženy pouze na vrtu Jablunkov-1 (Krejčí, Merčík, 1983), a to v místě silně tektonicky porušeném (susceptibilita dioritů, gabronoritů dosahuje až $31\,000 \cdot 10^{-6} \text{ j. SI}$ – Uhmann, 1983; obr. 2). Krystalinikum v ostatních vrtech má susceptibilitu o řád až dva nižší.

Obr. 4. Interpretace jablunkovské anomálie na seizmickém profilu 313/85. V hloubkovém řezu je znázorněn model platformy (vyznačeno křížky) a rozsah interpretovaného magnetického tělesa se susceptibilitou $25\,000 \cdot 10^{-6} \text{ j. SI}$ (tečkovaně). Naměřená křivka magnetické anomálie je vyznačena plně, účinky modelů čárkovaně (vertikální složka) a tečkovaně (totální účinek).

Fig. 4. Interpretation of the Jablunkov anomaly on the seismic profile 313/85. The model of platform (marked by small crosses) and the extent of interpreted magnetic body with the susceptibility of $25\,000 \text{ SI units}$ (dotted) are depicted in the deep-reaching cross-sections. Measured curve of magnetic anomaly is marked by full line, effects of models dashed (vertical component) and dotted (total effect).

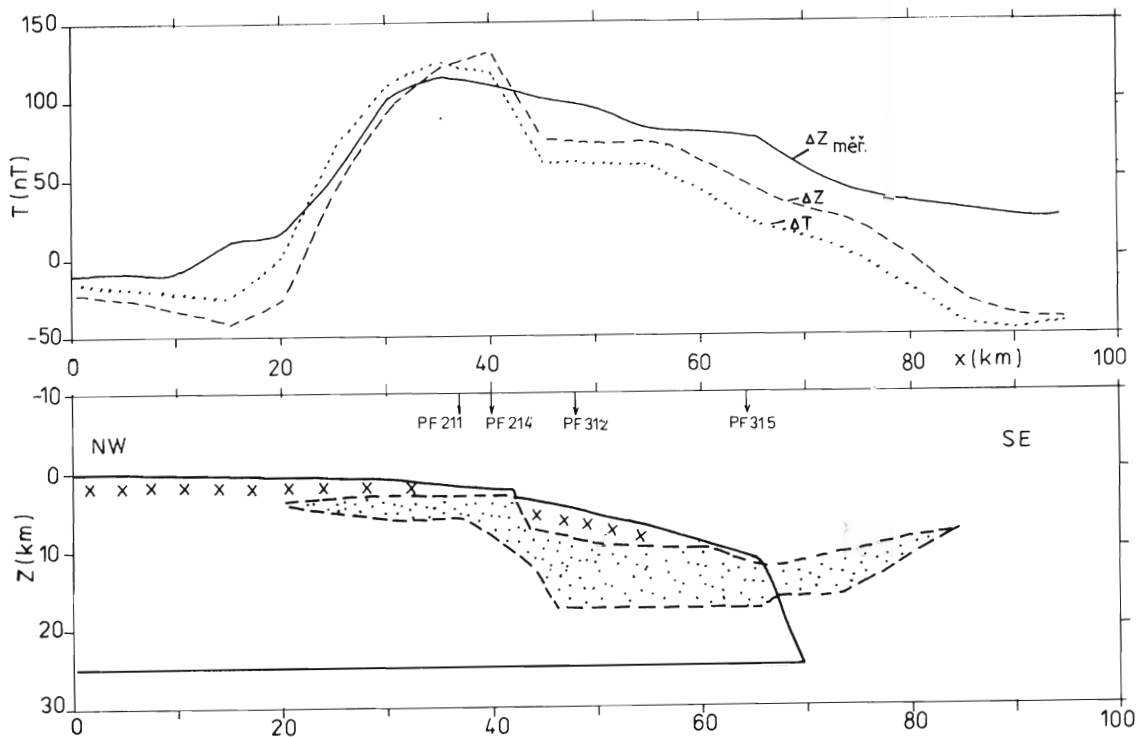


Obr. 2. Fyzikální vlastnosti vrtu Jablunkov-1 (Uhmann, 1983).
Fig. 2. Physical properties of the Jablunkov-1 borehole (Uhmann, 1983).



Obr. 3. Vztah průběhu magnetické anomálie k reliéfu a stavbě platformního podloží podél profilu 312/85. Profil je doplněn o tíhové křivky sestavené pro různé redukční hustoty. Význam symbolů: a – magurský příkrov, b – slezská jednotka, případně další flyšové jednotky (? !), c – paleozoický obal platformy, d – krystalinikum, e – předpokládané magneticky anomální prostředí.

Fig. 3. Relation of the course of magnetic anomaly to the relief and structure of the platform basement along the profile 312/85. The profile is completed with gravity curves calculated for different reduction densities. Meaning of symbols: a – Magura nappe, b – Silesian unit, or other flysch units (? !), c – Paleozoic cover of the platform, d – crystalline complex, e – assumed magnetic anomalous environment.



– Zlomy aktivní v terciéru (např. rožnovsko-súľovský), jejichž amplituda činí více než 1,5 km, tuto anomálii výrazně neporušují, což dává předpoklad vidět zdroj anomálie až ve zjištěných magnetitech.

– Výsledky analýzy xenolitů z neovulkanitů u Bánova a Starého Hrozenkova (Krystek, 1954) ukázaly, že v podloží platformy je přítomna celá škála intruzív od dioritových porfyrů přes granodiority, diority až po gabra). Už z těchto údajů nepřímo usuzujeme, že je reálné předpokládat společný zdroj v podloží brunnovistulika (resp. jako jeho součást).

– Vztah magnetických zdrojů k platformě a jejich omezení na jihu vodivostním rozhraním (HCL) je dalším kritériem. Je totiž pravděpodobně nesprávné tu část oravské anomálie, která zasahuje až do podloží vnitrokarpatkých jednotek, uměle vyčleňovat a vytvářet superpozici účinků geneticky různých zdrojů, i když teoreticky je to možné.

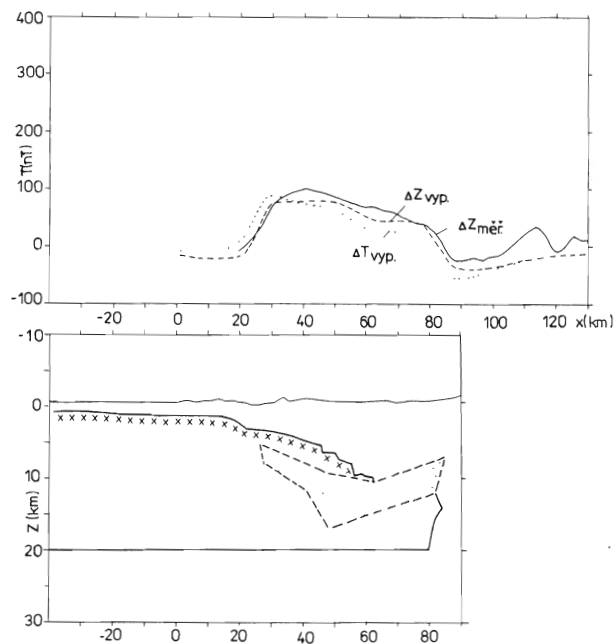
– Skutečnost, že na seizmických profilech 211, 313 a částečně 315 jsou zachyceny reflexy v krystalinu platformy, které hypoteticky (není jiných důkazů) je možno přisoudit horní hraně magneticky anomálního prostředí (vrt Jablunkov je zastihl), nás vede k předpokladu geneticky jednotného, i když z petrografického hlediska diferencovaného komplexu.

Výsledky

Interpretace byla provedena na profilech 313 a 512, její výsledky jsou na obr. 4 a 5. Jako jednotné susceptibilitu bylo použito hodnoty $25\,000 \cdot 10^{-6}$ j. SI, zjištěné na vrtu Jablunkov-1. Výpočet byl proveden na počítači ICL (software GFB – Hermann, Zabadal).

Interpretační profil 313 řeší pozici zdroje jablunkovské anomálie a její přechod do oravské

anomálie v blízkosti Čadce. Poměrně dobrá shoda vypočítaného účinku s naměřenou křivkou potvrzuje předpoklad, že zdrojem magnetické anomálie může být prostředí zachycené výraznými reflexy v krystalinu na profilech 211, 214, 312, 313 (Kadlečík et al., 1988). Dále, a to je podstatné, zlomy, které v mladším terciéru porušují předterciérní podloží, rozkmitají magnetickou anomálii pouze tam, kde je porušen i její zdroj (srovnej i profil 312, obr. 3). Protože v důsledku civilizačních objektů, a hlavně elektrifikovaných tratí, neznáme pokračování anomálie ve východním a již-



Obr. 5. Interpretace oravské magnetické anomálie na seizmickém profilu 512/85–86. Označení křivek a modelu stejné jak u obr. 3.

Fig. 5. Interpretation of the Orava magnetic anomaly on the seismic profile 512/85–86. Indication of curves and a model see in Fig. 3.

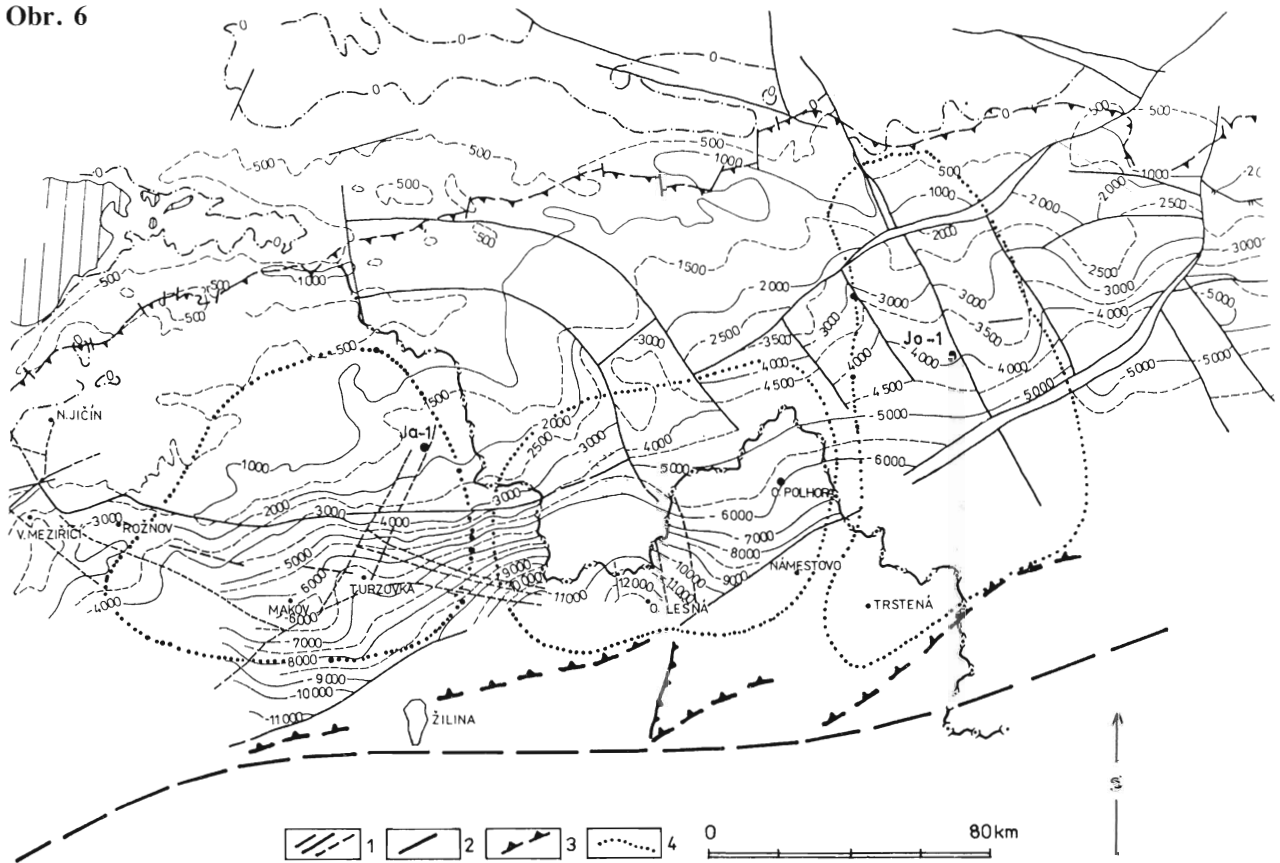
Obr. 6. Vztah zdrojů magnetických anomálií k hlavním geofyzikálním strukturám (použité materiály: Kadlečík et al., 1988, a Poprava, Němčok (Ed.), 1988–1989). Vysvětlivky: 1 – zlomy, 2 – zóna vysoké vodivosti, 3 – osa maximálního tíhového gradientu, reprezentující dosah vnitrokarpatských hmot, 4 – rozsah magnetických zdrojů.

Fig. 6. Relation between sources of magnetic anomalies and principal geophysical structures (according to: Kadlečík et al., 1988, Poprava, Nemčok (Ed.), 1988–89). Explanations: 1 – faults, 2 – high conductivity zone, 3 – axis of maximal descending gradient, representing the extent of the Inner Carpathian masses, 4 – extent of magnetic sources.

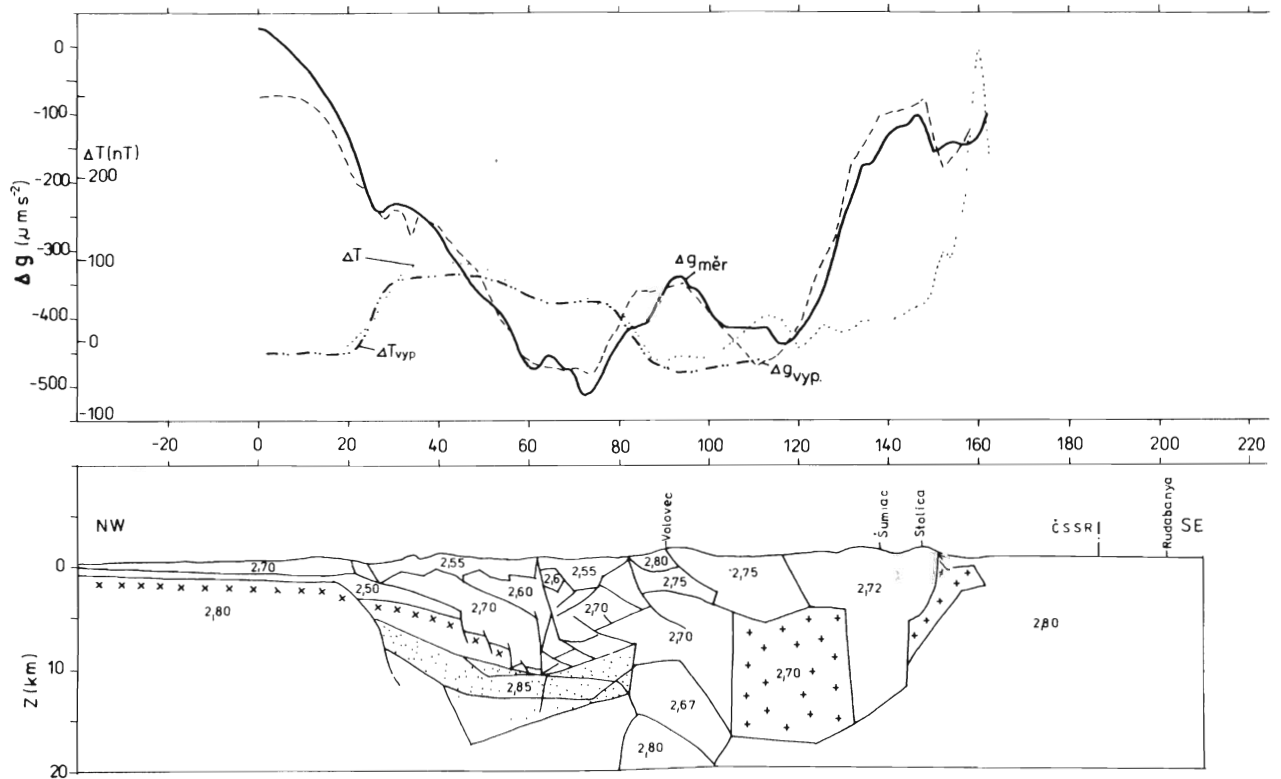
Obr. 7. Geofyzikální model oravské magnetické anomálie. Model je sestaven na základě výsledků reflexního seizmického profilu 512/85–86 (Kadlečík et al., 1988) a tíhových údajů. Tečkovaně je naznačen model prostředí vyvolávajícího magnetickou anomálii. Údaje v řezu odpovídají hustotám v kg/dm^3 . Změna mocnosti magnetického tělesa i jeho rozsah jsou spojeny s výraznými zlomovými systémy (Pospíšil et al., v tisku).

Fig. 7. Geophysical model of the Orava magnetic anomaly. The model is calculated on the basis of the data of the reflection seismic profile 512/85–86 (Kadlečík et al., 1988) and on the basis of gravity data. The model of environment causing the magnetic anomaly is dotted. The data in the cross-section correspond to densities in kg/dm^3 . Change of the thickness of magnetic body and its extent is connected with distinct fault systems (Pospíšil et al., in press).

Obr. 6



Obr. 7



ním směru (v r. 1990 se má uskutečnit nové měření), nelze dále zpřesňovat rozsah zdroje.

Z předloženého interpretovaného modelu můžeme usuzovat, že zdroj magnetické anomálie zasahuje až za systém zlomů (Y) a (Z) s mírně stoupající tendencí v jižní části profilu. Dosah tohoto zdroje až k jižnímu tíhovému gradientu centrálního tíhového minima (CKM) je reálný (obr. 6).

Ještě překvapivější model anomálního prostředí s lepší shodou naměřeného a vypočítaného účinku byl získán na profilu 512 (obr. 4). Jednotlivé zlomové systémy vymezují prostředí deskovitého tvaru se stoupajícím jižním vrcholem. Jižní omezení prostředí můžeme přisoudit komplikovanému transkurentnímu zlomovému systému příbradlové zóny (Pospíšil, 1989), který je opět konformní s jižním tíhovým gradientem CKM.

Diskuse a závěr

Výše předložené modely zdrojů magnetických anomálií ukazují, že existuje těsný vztah mezi pasívním okrajem severoevropské platformy, reprezentovaným v západní části Beskyd brunnovistulíkem, magnetickými anomáliemi a zónou vysoké vodivosti. Můžeme reálně předpokládat, že pasívní okraj platformy zasahuje minimálně až k zóně vysoké vodivosti (Ádám, Pospíšil, 1984). Z pozice interpretovaných zdrojů magnetických anomálií můžeme vyvodit tyto závěry, resp. předpoklady:

- V prostoru Kysuce a Oravy zasahují zdroje až za jižní tíhový gradient CKM, který podle seizmických dat reprezentuje dosah (čelo) vnitrokarpatských jednotek (Pospíšil et al., v tisku). Z toho lze usuzovat na přítomnost elevačních částí platformy, případně na jejich odtržení a následné nahromadění v podloží nasunutých vnitřních Západních Karpat (obr. 7).

- Celý kontakt vnitřních Západních Karpat a platformy provází systém dvou až tří transkurentních zlomových pásem.

- Zpětné přesmyky bradlového pásma, jeho styl deformací, naznačují a nevylučují i vliv gravitační tektoniky.

Literatura

- Ádám, A., Pospíšil, L. 1984: Crustal Conductivity Anomalies in the Carpathian region. *Acta Geodet., Geophys. Montan. Hung.*, 19 (1–2), 19–34.
- Bárta, R., Deštík, M. 1986: Trojrozměrný model vertikálního geomagnetického pole jv. Moravy. In: *Blížkovský, M. (Red.): Geofyzikální model litosféry. Záv. zpráva úkolu OFTR-ČGÚ*, 370–376.
- Bucha, V., Černý, V., Horáček, J. 1986: Vztahy mezi geomagnetickými anomáliemi a krystalinickým podložím styku Českého masívu a Karpat. In: *Blížkovský, M. (Red.): Geofyzikální model litosféry. Záv. zpráva úkolu OFTR-ČGÚ*, 377–379.
- Filo, M. a Kubeš, P. 1987: Geofyzikálne zobrazenie styku centrálnych a vnútorných Z. Karpát. *Sb. referátů ze semináře: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa, Smolenice 2.–5. 5. 1988. GÚ SAV Bratislava, Geofyzika Brno*.
- Kadlečík, J. et al. 1988: Reflexně-seismický průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatských jednotek (etapová zpráva za r. 1984–1986). *Manuskript – Geofyzika Brno*, 59 s.
- Kadlečík, J., Doležal, J., Čekan, V., Filková, V., Uhmman, J. 1983: Souhrnné zpracování geofyzikálních materiálů v úseku Sever. *Manuskript – archiv Geofyzika Brno*.
- Krejčí, J., Menčík, E. 1983: Předběžné zhodnocení vrtu Jablunkov-1. In: Uhmman, J. 1983: Fyzikální vlastnosti hornin – vrtní dokumentace. *Manuskript – archiv Geofyzika Brno*.
- Krystek, I. 1954: Alkalické vyvěřeliny na jihovýchodní Moravě. *Geol. Práce, Zoš.*, 41, 103–128.
- Mann, O. 1986: Interpretace magnetických anomálií v oblasti mezi Českým masívem a vnitřními Karpatami. In: *Blížkovský, M. (Red.): Geofyzikální model litosféry. Závěrečná zpráva úkolu OFTR-ČGÚ. Manuskript – Geofyzika Brno*, 365–370.
- Pícha, B. 1986: Určování reliéfu krystalinika podle geomagnetických měření na JV Moravě. In: *Sborník referátů z odbor. semináře „Interpretace geofyzikálních dat“ 4. – 5. 2. 1986. Brno*, 106–118.
- Poprava, D., Nemček, J. 1988–1989: Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and Their Foreland. *Panstwowy instytut geologiczny Warszawa, GÚDŠ Bratislava and ÚÚG Praha*.

Interpretation of the Orava magnetic anomaly

A significant attention has been devoted to the problems of definition of sources of magnetic anomalies occurring along the eastern edge of the Bohemian Massif and its slopes, buried under the Miocene filling of the Carpathian Foredeep and Outer Flysch Belt of the West Carpathians. During the last 2–3 years a series of important works appeared contributing to the solution of the above problems (Pícha, 1986, Bucha et al., 1986, Bárta and Deštík, 1986, Mann, 1986, Filo and Kubeš, 1987 and others).

The Orava magnetic anomaly, which can be regarded as a part of the belt of anomalies including the Jablunkov (in the west) and Jordanow (in the east) anomalies respectively, manifests only by its southern part on our territory (the anomalies are termed according to boreholes). Its characteristic has been completed by data

from Poland (Fig. 1). Submitted map has a character of the scheme and it illustrates mainly the extent and amplitude of this remarkable anomaly.

Because several boreholes (the Jablunkov-1, Krásná-1, D. Lomná-1, 2 boreholes respectively), which reached deeper levels of crystalline basement, were situated in the area of the Jablunkov anomaly, and more than preliminary data on the course of the crystalline surface have been obtained on the basis of reflection seismic profiles (Kadlečík et al., 1988), we can start with following presumptions for creating models:

- rocks with high susceptibility were drilled only in the Jablunkov-1 borehole (Krejčí and Menčík, 1983), namely in the tectonically strongly disturbed area (the susceptibility of diorites and gabbroanorites reaches up to $31\,000 \cdot 10^{-6}$ units of SI – Uhmman, 1983; Fig. 2). Crystal-

line complex drilled in other borehole has the susceptibility in one or two orders lower;

- faults active in the Cenozoic (e.g. the Rožnov-Súlov fault), which amplitude reaches more than 1,5 km, don't disturbed this anomaly, from which it can be deduced that the source of the anomaly is in ascertained igneous rocks;

- results of analyses of xenoliths from neovolcanites near Bánov and Starý Hrozenkov (Krystek, 1954) had shown that there is present a series of intrusive rocks from diorite porphyries, granodiorites, diorites up to gabbros in the basement of the platform. From these data we have indirectly judged that there is really to assume common source in the basement of the Brunnievistulicum (or as its part):

- the relation of magnetic sources to the platform and their limitation by conductivity boundary in the south is another criterion. For it is improbable to set apart „artificially“ the part of the Orava anomaly reaching up to the basement of the Inner Carpathians and form superposition of effects of different sources, although it is possible theoretically;

- facts that reflections in platform crystalline were picked up in the seismic profiles 211, 313, partly 315, which can correspond hypothetically with the upper edge of a magnetic anomaly (the Jablunkov-1 borehole reached it), lead to the conception of genetically uniform, but petrographically differentiated complex.

The interpretation was done on the profiles 313 and 512, which results are given in Fig. 3 and 4. The value of

25 000.10⁻⁶ SI units, ascertained in the Jablunkov-1 borehole, was used as a uniform susceptibility. The calculation was made by ICL computer (software – Herman, Zabada).

The interpretation profile 313 has solved the position of the Jablunkov anomaly and their transition into the Orava anomaly near Čadca.

From submitted interpretation model we can judge that the source of anomalies reached behind the system of faults (Y) and (Z), slightly ascending towards the southern part of the profile. This source really reaches up to the southern descending gradient of the central gravity minimum (CKM, Fig. 6).

More surprising model of anomaly environment, which measured effect agrees better with that of calculated, has been obtained on the profile 512 (Fig. 4).

Individual fault systems confine slab-like form with the ascending southern high. The southern limitation could be connected with complicated transcurrent fault system of the peri-Klippen zone (Pospíšil, 1989), which is again conformable with the southern CKM descending gradient.

The above models of sources of magnetic anomalies have shown that there exists a close relation between the passive edge of the North European platform, represented in the western part of the Beskydy Mts. by Brunovistulicum, and magnetic anomalies and high conductivity zone. We can assume really that the passive edge of the platform reaches minimally up to the conductivity zone (Adam and Pospíšil 1984).

ZO ŽIVOTA SGS

R. Marschalko: **Sedimentácia v submarinných kaňonoch, údoliach, náplavových kužeľoch** (Bratislava 14. 12. 1990)

Submarinné kaňony a údolia, úzke a hlboké depresie v morském dne, pútajú pozornosť geológov a sedimentológov. V Karpatoch sa vyskytujú na svahoch flyšovej geosynklinály, kde sprostredkovali transport siltu, piesku aj štrku z priľahlého kontinentu do hlbokých morí. Možno ich pokladať za veľmi nádejné pri vyhľadávaní materských hornín ropy a plynu.

Súčasnne kaňony sa zarezávajú do kontinentálneho svahu väčšiny svetových oceánov a vnútorných morí. Majú tisíce metrov vysoké strmé skalné steny, rokliny, vedľajšie údolia, meandrujúce toky, sú predĺžením suchozemských údolí, ale aj pokračovaním veľkých riek, ktoré tečú širokým plochým údolím po súši. Kaňony sa rozširujú dolu svahom na dno oceánov, kde sa zvyčajne končia plochým náplavovým kužeľom (vejárom). Mnohí pokladajú kaňony za ponorené a zaplavené riečne údolia vyhlbené do kontinentu, iní pripisujú ich vznik submarinným turbiditným prúdom a sklzom.

V geologickom zázname sa sleduje ich geometria, rozšírenie, zloženie hornín na stenách, sedimentárna výplň, najmä dôkazy o riečnom, plytkomorskom (prílív-odlív),

hlbokomorskom (turbiditovom) prostredí transportu a uloženia, zmeny fácie po osi, pôvod kaňonovej sinusoidy, čas vrezania na základe hlavne stratigrafických aj sedimentologických kritérií aj kolísanie morskej hladiny späté s progradacným, resp. retrogradacným cyklom.

Tektonická separácia, pohltanie substrátu a násun flyšových príkrovov spôsobili zahrabanie alebo aj zánik kaňonov a komplikujú ich vyhľadávanie. Opísané paleoúdolie pri Markušovciach (vrchná krieda – paleocén) hralo v počiatočnej fáze úlohu riečného údolia, neskôr ho zaplavila postupujúca transgresia (Marschalko, 1970).

Inou najrozšírenejšou fáciou flyšu sú ploché náplavové hlbokomorské kužele (vejáre). Ich vývoj kontrolovali tri faktory:

1. Typ sedimentov, ich granulometria a prívod do bazénu (rýchlosť transportu a uloženia).

2. Tektonická stavba, usporiadanie a aktivita primárnych zdrojov klastického materiálu a depocentier v bazénoch.

3. Globálne a miestne kolísanie morskej hladiny.

Rýchlosť akumulácie na stredne veľkých náplavoch sa pohybuje od 10–200 cm/1000 rokov a predstavuje maximálne až 10 m/1000 r. v tektonicky hyperaktívnych malých bazénoch.

V súčasnosti rozoznávame tri základné modely hlbokomorských náplavov:

1. Pozdĺžne, nasycované najmä ílom a jemnými časticami (silt) z veľkých delť cez 1–2 kaňony vyúsťujúce na ukončení trenča. Telesá náplavov sa končia sieťou ramien a lineárne usporiadaných lalokov.

2. Radiálne, nasycované z menších zásob prevažne pobrežného piesku a štrku cez jeden kaňon. Náplavy sa delia do troch častí od vyúsťenia kaňonu po hlbokomorskú rovinu. Ich analógy boli opísané z karpatského flyšu (Marschalko, 1975, 1986).

3. Sutínové, bez kanálov a kaňonov s vysokým uhlom primárneho sklonu nasýpania. Budujú pozdĺžne okrajové lemy sutín po stranách hyperaktívnych lineárnych zdrojov. Nasycuje ich prevažne štrk, piesok a balvany (pr. Suľovské vrchy; Marschalko a Kysela, 1980).

Najťažšie sa rozlišujú pozdĺžne náplavové kužele (systémy) v geologickom zázname. Radiálne sú bodové, ich proximálne (marginálne) časti vyúsťujúce z kaňonu majú hruboklastické a balvanovité akumulácie. Ich kaňonová časť sa v karpatských príkladoch nezachovala a bola tektonicky separovaná. Sutínové sú veľmi časté po stranách aktívnych zdrojov a strike-slipových bazénov.

Zmena hladiny, najmä zníženie, má za následok progradáciu kužeľových náplavov, ich rejuvenizáciu, oživenie erózie a narezanie nových kanálov a koryt. Pri zvýšení hladiny nastáva retrogradácia sekvencií, opustenie kanálov aj náplavov, pelagické fácie homogénnych siltovcov, ale aj vývoj prúdových systémov negravitačného pôvodu, ako sú konturity a hlbkomorské bary.

Výskyt radioláriových asociácií kimeridžu v horizonte rádiolaritov kysucko-pieninskej sukcesie v západnej časti bradlového pásma

LADISLAVA OŽVOLDOVÁ

Katedra základnej geológie a paleontológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 12. 3. 1990, revidovaná verzia doručená 25. 6. 1990)

Occurrence of radiolarian associations of the Kimmeridgian age in the radiolarian chert horizon of the Kysuca-Pieniny succession in the western part of the Klippen Belt

Up to the present the biostratigraphic investigation of radiolarian chert of the Kysuca-Pieniny succession in the western part of the Klippen Belt has shown their stratigraphic span the Upper Callovian – Oxfordian, besides the Lednica locality in the Púchov section of the Klippen Belt, where radiolarian association is represented by transitional interval between U. A. 8 and U. A. 9 – the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian. The article gives the evaluation of this radiolarian association as well as a new occurrence of radiolarian associations, represented by U. A. 9 – the Kimmeridgian – the Lowermost Tithonian in radiolarian cherts of the Kysuca-Pieniny succession in the Orava section of the Klippen belt on the Trstená locality.

Úvod

Doterajší rozbor radiolárovej mikrofauny z horizontu rádiolaritov kysucko-pieninskej sukcesie v západnej časti bradlového pásma preukázal radiolárove asociácie reprezentujúce U. A. 5 až U. A. 8 (Baumgartner, 1984), čo zodpovedá stratigrafickému intervalu vrchný kelovej – vrchný oxford (Baumgartner, 1987). Súhrn výsledkov tohto výskumu prináša článok Ožvoldovej (v tlači).



Obr. 1. Situačná mapa lokalít.

V rámci tohto výskumu sa len na lokalite Lednica preukázala radiolárová asociácia reprezentujúca prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9, teda medzi vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987). Úlohou ďalšieho výskumu bolo preto overiť možnosť pokračovania sedimentácie horizontu rádiolaritov až do kimeridžu podobne ako v pieninskej sukcesii bradlového pásma na poľskom území.

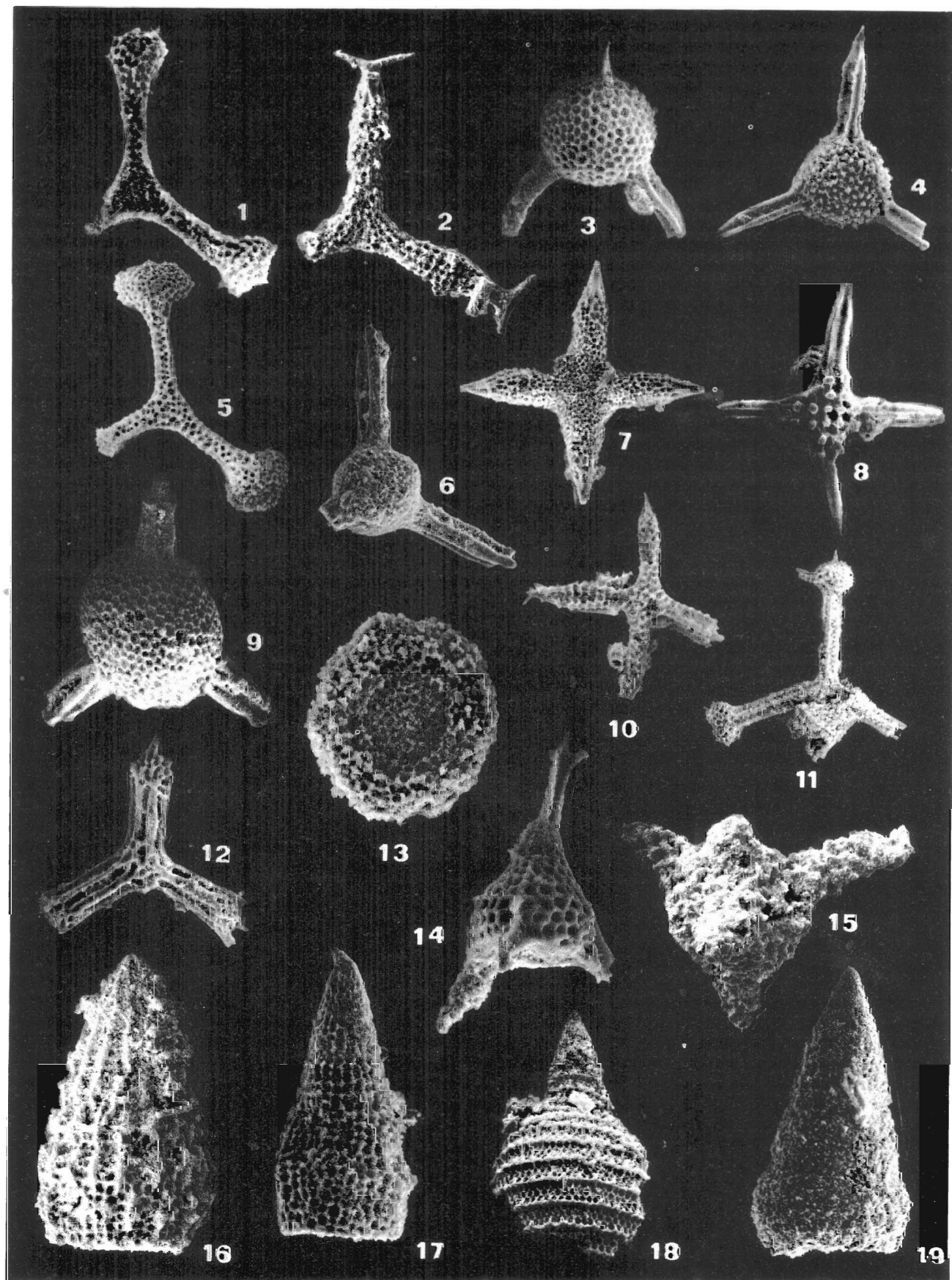
Najnovšie výsledky výskumu vykázali takýto výskyt na lokalite Trstená v oravskom úseku bradlo-

vého pásma. Nasledujúce kapitoly prinášajú doposiaľ nepublikované údaje o zložení radiolárovej asociácie z lokality Lednica, ako aj vyhodnotenie radiolárových spoločenstiev z lokality Trstená.

Litologicko-stratigrafická charakteristika jednotlivých výskytov

Z lokality Lednica v púchovskom úseku bradlového pásma boli vyhodnotené rádiolarity kysucko-pieninskej sukcesie, ktoré sa nachádzajú západne od hradného brala v okolí Ježovej. Vystupujú tu červenohnedé, sivé a zelené rádiolarity v tektonikom styku s pieskovecami magurského paleogénu. Radiolarity tvoria 10–40 cm polohy. (Podrobnú geologickú charakteristiku lokality prináša Reháková, 1979.)

Najbohatšia asociácia sa nachádzala vo vzorke Lb-1 s nasledujúcimi rodmi a druhmi: *Acanthocircus amissus* (Squinabol), *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová), *Angulobracchia digitata* Baumgartner, *Angulobracchia* sp. B., *Archaeodictyomitra* sp., *Crucella theokaftensis* Baumgartner, *Emiluvia* cf. *ordinaria* Ožvoldová, *Eucyrtis* cf. *micropora* (Squinabol), *Hsuum brevicostatum* (Ožvoldová), *Hsuum maxwelli* Pessagno, *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *Mirifusus* aff. *guadalupensis* Pessagno, *Napora deweveri* Baumgartner, *Obesacapsula morroensis* Pessagno, *Orbiculiforma* aff. *iniqua* Blome,? *Parahsuum* sp. A., *Paronaella bandyi* Pessagno, *Podobursa helvetica* (Rüst), *Podobursa triacantha* (Fischli), *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Pseudocrucella sanfilippoae* (Pessagno),



Sethocapsa cetia Foreman, *Sethocapsa leiostrea* Foreman, *Spongocapsula* cf. *perampla* (Rüst), *Stichocapsa convexa* Yao, *Tetraditryma corralitosensis* Pessagno, *Triactoma blakei* (Pessagno), *Triactoma cornuta* Baumgartner, *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Tripocyclia trigonum* Rüst, *Tripocyclia* cf. *trigonum* Rüst, *Tritrabs* cf. *casmaliaensis* (Pessagno), *Tritrabs ewingi* (Pessagno), *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner.

Ako vyplýva z tohto zoskúpenia, v asociácii sa okrem druhov, ktorých výskyt končí v U. A. 8 (vrchná časť zóny B) – vo vrchnom oxforde – *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová), *Podobursa helvetica* (Rüst), *Napora deweveri* Baumgartner, nachádzal aj druh *Sethocapsa cetia* Foreman, ktorého výskyt začína v U. A. 9 (zóna C1) v spodnom kimeridži (Baumgartner, 1984, 1987). Asociácia preto predstavuje prechodný interval medzi zónou B a C1 (medzi U. A. 8 a U. A. 9), čo zodpovedá prechodnému intervalu medzi vrchným oxfordom a spodným kimeridžom.

Druh *Sethocapsa cetia* Foreman mal v orálnej časti schránky okrúhlu priehlbeň bez otvoru, podobne ako vo vzorke TL-1 na lokalite Myjava–Turá Lúka (Ožvoldová, 1988), čím sa úplne nezhodoval s diagnózou holotypu.

Na lokalite Trstená v oravskom úseku bradlového pásma bol vyhodnotený profil radiolaritov kysucko-pieninskej sukcesie v lese Halečková západne od mesta Trstená na poľnej ceste asi 300 m SSZ od starej budovy kolkárne. Radiolarity tu vystupujú v dvoch šupinách nad sebou a sú predelené pieskovcami kriedy (tektonické kontakty). Podľa gradačného zvrstvenia a podľa mikropaleontologického rozboru radiolárievej mikrofauny spodná šupina je v prevrátenom slede, vrchná v normálnom. Radiolarity obsahujú vložky slienitých bridlic, ktoré v staršej časti sekvencie sú tenké, až celkom chýbajú a smerom do nadložia sa zväčšujú ich početnosť aj hrúbka. Ide o tzv. červené radiolarity, resp. vrchné červené radiolarity, ktoré Birkenmajer (1977) pomenoval *Buwald Radiolarite Member* a podľa aptychov ich pričlenil k vrchnej časti vrchného oxfordu (Mišík et al., v tlači).

V obidvoch šupinách boli zistené radiolárieve asociácie reprezentujúce U. A. 7 až U. A. 8 (zóna B) – vrchnú časť spodného oxfordu až vrchný oxford, ako aj asociácie reprezentujúce U. A. 9 (zóna

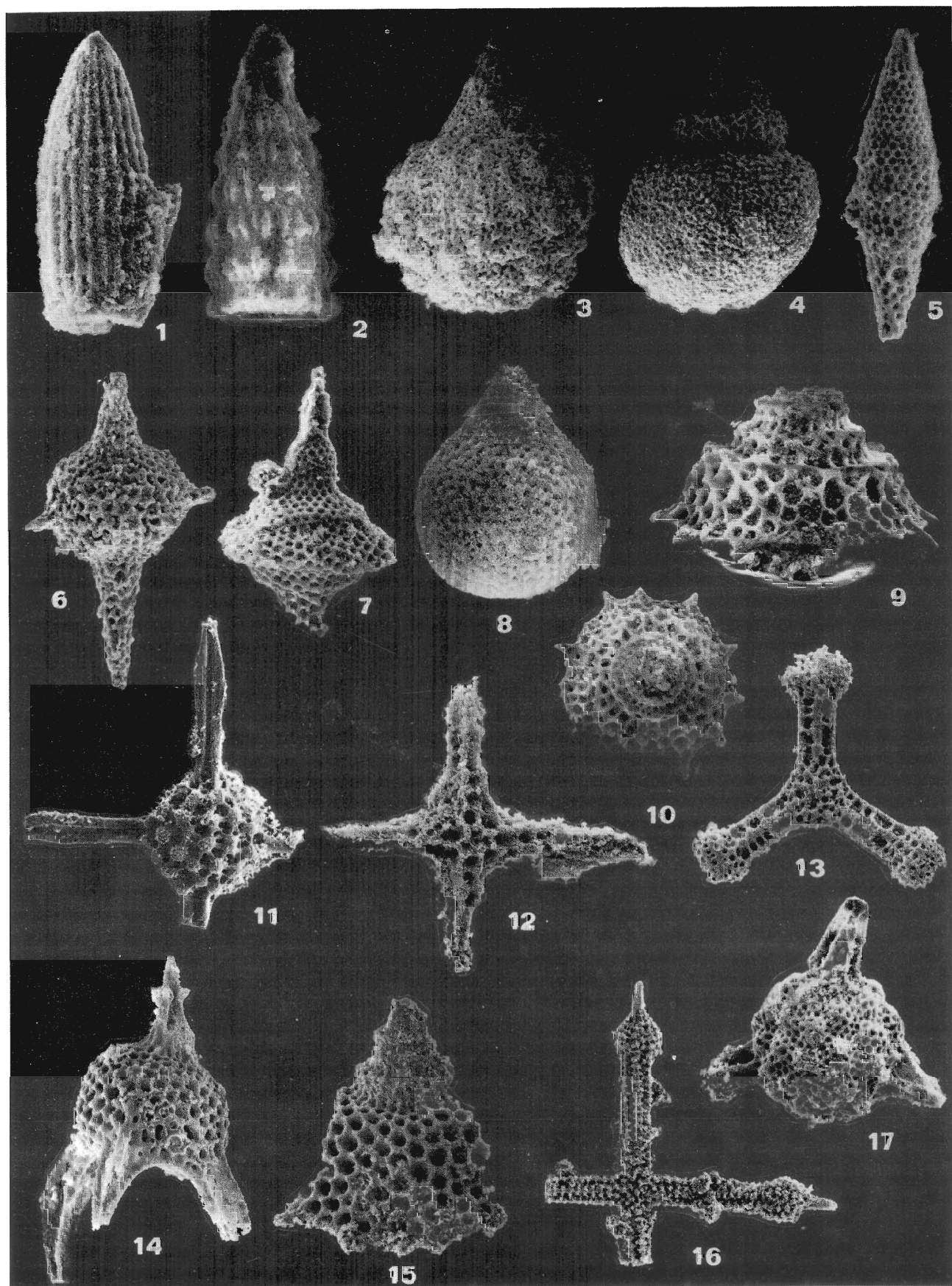
na C1) – kimeridž – najspodnejší titon (Baumgartner, 1984, 1987).

Staršie spoločenstvá obsahovali nasledujúce rody a druhy: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Acanthocircus amissus* (Squinabol), *Acanthocircus variabilis* (Squinabol), *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová), *Angulobracchia cava* Ožvoldová, *Angulobracchia biordinale* Ožvoldová, *Archaeospongoprimum imlayi* Pessagno, *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Emiluvia chica* Foreman, *Emiluvia oreia* Baumgartner, *Emiluvia ordinaria* Ožvoldová, *Emiluvia pessagnoii* Foreman, *Emiluvia premyogii* Baumgartner, *Emiluvia sedecimporata elegans* (Wiśniowski), *Emiluvia sedecimporata salensis* Pessagno, *Haliodictya hojnosi* Riedel et Sanfilippo, *Homoeoparonaella argolidensis* Baumgartner, *Homoeoparonaella* sp. A, *Hsuum brevicostatum* (Ožvoldová), *Mirifusus mediodilatatus baileyi* Pessagno, *Napora deweveri* Baumgartner, *Orbiculiforma* sp., *Paronaella kotura* Baumgartner, *Paronaella* aff. *kotura* Baumgartner, *Pantanellium lanceola* (Parona), *Paronaella mulleri* Pessagno, *Paronaella* sp., *Perispyridium ordinarium* (Pessagno), *Perispyridium tamanense* Pessagno et Blome, *Podobursa spinosa* (Ožvoldová), *Podobursa triacantha* (Fischli), *Ristola altissima* (Rüst), *Spongocapsula perampla* (Rüst), *Spongocapsula* cf. *perampla* (Rüst), *Staurosphaera antiqua* Rüst, *Tetratrabs bulbosa* Baumgartner, *Tetratrabs zealis* (Ožvoldová), *Tetraditryma pseudoplena* Baumgartner, *Triactoma blakei* (Pessagno), *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Tritrabs* aff. *casmaliaensis* (Pessagno), *Tritrabs ewingi* (Pessagno), *Tritrabs exotica* (Pessagno), *Tritrabs worzeli* (Pessagno).

Vo všetkých asociáciách prítomný druh *Emiluvia oreia* Baumgartner poukazuje na to, že asociácie nie sú staršie ako U. A. 7 (spodná časť zóny B) – vrchná časť spodného oxfordu, prítomnosť druhov *Tritrabs exotica* (Pessagno), *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová), *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Emiluvia premyogii* Baumgartner alebo *Napora deweveri* Baumgartner, ktorých výskyt končí v U. A. 8 (vrchná časť zóny B) – vo vrchnom oxforde, určuje hornú hranicu stratigrafického rozpätia asociácií – vrchný oxford.

Spoločenstvá reprezentujúce U. A. 9 – kimeridž až najspodnejší titon obsahovali nasledujúce rody a druhy: *Acanthocircus amissus* (Squinabol), *Aca-*

Tab. 1. Lednica – vz. Lb-1, SEM micrograph. 1 – *Angulobracchia digitata* Baumgartner – 0289, zv. 145 x, 2 – *Paronaella bandyi* Pessagno – 1861, zv. 140 x, 3 – *Triactoma cornuta* Baumgartner – 0277, zv. 120 x, 4 – *Tripocyclia trigonum* Rüst – 0261, zv. 150 x, 5 – *Angulobracchia* sp. B – 0291, zv. 100 x, 6 – *Triactoma jonesi* (Pessagno) – 0255, zv. 110 x, 7 – *Crucella theokaftensis* Baumgartner – 0288, zv. 120 x, 8 – *Emiluvia* cf. *ordinaria* Ožvoldová – 0290, zv. 135 x, 9 – *Triactoma blakei* (Pessagno) – 1852, zv. 125 x, 10 – *Tetraditryma corralitosensis* (Pessagno) – 0272, zv. 100 x, 11 – *Tritrabs ewingi* (Pessagno) – 0293, zv. 75 x, 12 – *Tritrabs* cf. *casmaliaensis* (Pessagno) – 0275, zv. 130 x, 13 – *Orbiculiforma* aff. *iniqua* Blome – 0263, zv. 200 x, 14 – *Napora* cf. *pyramidalis* Baumgartner – 0256, zv. 230 x, 15 – *Podocapsa amphitreptera* Foreman – 1860, zv. 160 x, 16 – *Hsuum maxwelli* Pessagno – 1863, zv. 200 x, 17 – ? *Parahsuum* sp. A – 0258, zv. 175 x, 18 – *Mirifusus* aff. *guadalupensis* Pessagno – 1855, zv. 130 x, 19 – *Spongocapsula* cf. *perampla* (Rüst) – 0259, zv. 140 x.



eniotyle diaphorogona Foreman, *Emiluvia ordinaria* Ožvoldová, *Emiluvia sedecimporata elegans* (Wiśniowski), *Emiluvia sedecimporata salensis* Pessagno, *Homoeoparonaella* sp. A, *Mirifusus mediodilatatus baileyi* Pessagno, *Obesacapsula morroensis* Pessagno, *Obesacapsula* aff. *rotunda* (Hinde), *Parvicingula boesii* (Parona), *Podobursa triacantha* (Fischli), *Podocapsa amphitrepta* Foreman, *Ristola altissima* (Rüst), *Sethocapsa cetia* Foreman, *Triactoma blakei* (Pessagno), *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Triactoma tithonianum* Rüst, *Tripocyclia trigonum* Rüst.

Prítomnosť druhu *Sethocapsa cetia* Foreman, ktorého výskyt sa začína v U. A. 9 (zóna C1), poukazuje, že asociácie nie sú staršie ako spodný kimeridž.

Prvý výskyt druhu *Podocapsa amphitrepta* Foreman sa uvádza od U. A. 8 (vrchná časť zóny B) – vrchnej časti vrchného oxfordu (Baumgart-

ner, 1984, 1987). V doterajšom výskume rádioláriových asociácií na území Západných Karpát sa však tento druh nenachádzal nikdy v asociáciách starších ako U. A. 9 (zóna C1) – spodný kimeridž a takmer vždy ho sprevádzal druh *Sethocapsa cetia* Foreman.

Druhy, ktoré sú charakteristické pre U. A. 10 a U. A. 11, neboli preukázané.

Záver

Vyhodnotenie rádioláriových asociácií z horizontu radiolaritov kysucko-pieninskej sukcesie na lokalite Lednica a Trstená v západnej časti bradlového pásma dokazuje, že si treba opraviť predstavu o ukončení sedimentácie horizontu radiolaritov v oxforde a ďalšiu pozornosť zamerať na zistenie hornej hranice ich stratigrafického rozpätia v celej oblasti bradlového pásma na našom území.

Systematická časť

Kapitola obsahuje opisy len tých foriem, ktorých druhové zaradenie bolo problematické, alebo ktorých diagnostické znaky nezodpovedali úplne charakteristike druhu.

Rod *ANGULOBRACCHIA* Baumgartner, 1980
Typ. druh: *Paronaella* (?) *purisimaensis* Pessagno, 1977
Angulobracchia sp. B
Tab. 1, obr. 5

Opis: Schránku tvoria úzke lúče s mohutným cibulovitým ukončením. Mriežku medzi laterálnymi trámikmi spodnej a vrchnej strany lúčov tvoria dva rady malých okrúhlych pórov šachovnicového usporiadania. Mriežka bočnej strany lúčov pozostáva z troch horizontálnych radov pórov. Centrálnu areu tvoria malé okrúhle póry s nepravidelným usporiadaním. Mriežka cibulovitého ukončenia lúčov je nepravidelná, jemnopórovitá, trubičkovité výrastky nepozorovať.

Poznámka: Od formy *Angulobracchia* sp. A (in Baumgartner, 1980, s. 312, tab. 10, obr. 1–5) sa líši tým, že jej chýba výrazný stredný trámik v mriežke lúčov a má nepravidelnú mriežku v cibulovitom ukončení lúčov.

Stratigrafické rozšírenie: Prechodný interval medzi U.

A. 8 a U. A. 9 – vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: Lednica.

Rod *ARCHAEODICTYOMITRA* Pessagno, 1976;
sensu Pessagno, 1977
Typ. druh: *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, 1976

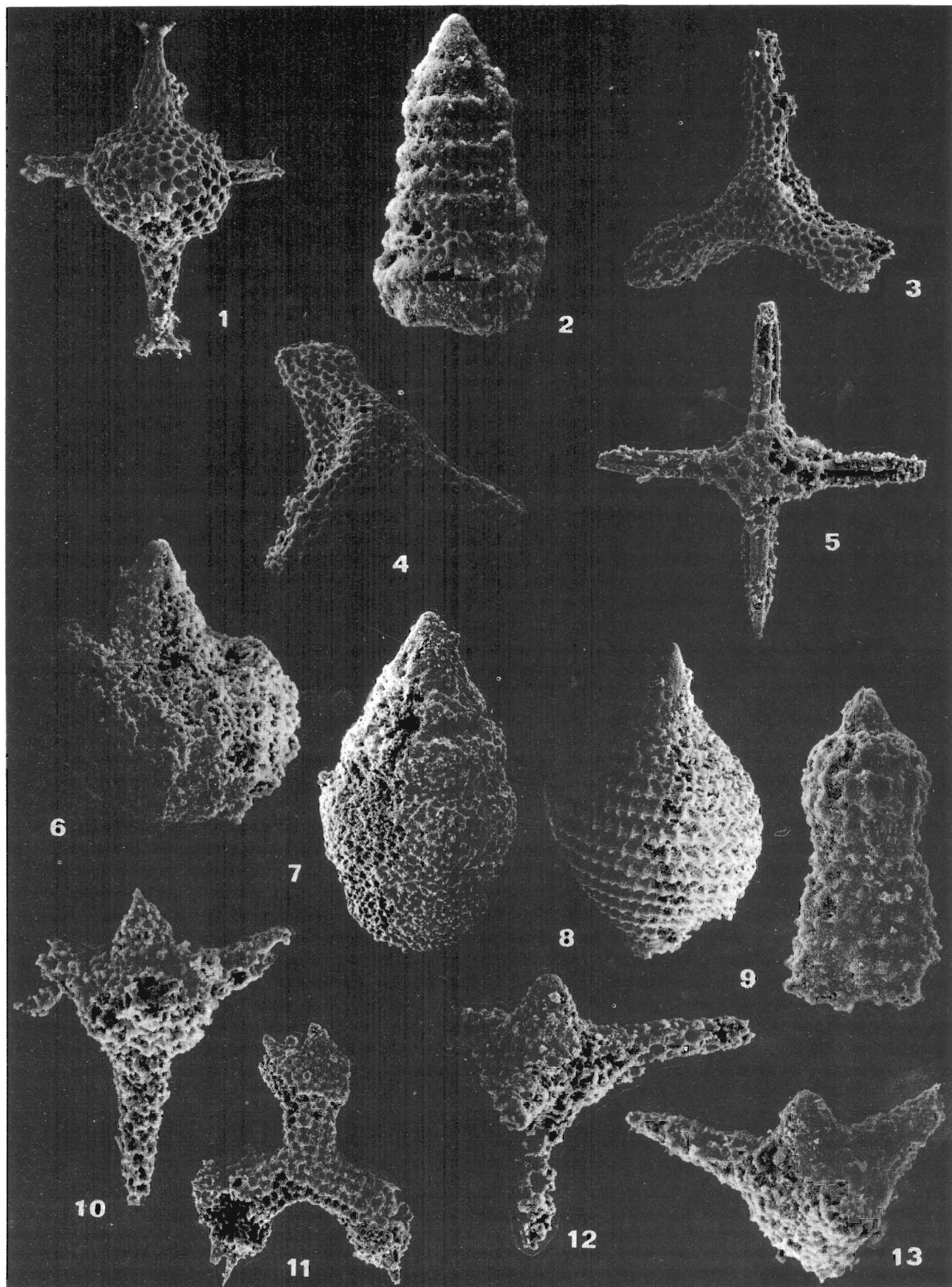
Archaeodictyomitra sp.

Tab. 2, obr. 1

Opis: Úzkokónická schránka, ktorá sa cca od polovice výšky schránky smerom k ukončeniu mierne zužuje. Pozdĺžne rebrá v počte 24–28 sú od seba oddelené jedným radom pórov. Póry majú taktiež horizontálne lineárne usporiadanie.

Poznámka: Na rozdiel od druhu *Archaeodictyomitra apiaria* (Rüst) nemajú tieto formy kopulovitý tvar proximálnej časti, distálna časť smerom k ukončeniu sa zužuje. Nemožno ich však úplne stotožniť s druhom. A. *directiporata* (Rüst), lebo nemajú vajcovitý tvar schránky. Podobné formy opísal Mizutani (1981) ako A. sp. A z titónskej rádiolárievej asociácie.

Tab. 2. Lednica – vz. Lb-1, SEM micrograph. 1 – *Archaeodictyomitra* sp. – 0246, zv. 315 x, 2 – *Hsuum brevicostatum* (Ožvoldová) – 0251, zv. 190 x, 3 – *Sethocapsa cetia* Foreman – 1859, zv. 105 x, 4 – *Obesacapsula morroensis* Pessagno – 1853, zv. 125 x, 5 – *Eucyrtis* cf. *micropora* (Squinabol) – 0265, zv. 175 x, 6 – *Podobursa triacantha* (Fischli) – 0281, zv. 130 x, 7 – *Podobursa helvetica* (Rüst) – 0294, zv. 175 x, 8 – *Stichocapsa convexa* Yao – 0250, zv. 245 x, 9 – *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová) – 0268, zv. 185 x, 10 – *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová) – 0267, zv. 120 x. Trstená, SEM micrograph: 11 – *Emiluvia oreia* Baumgartner – vz. 9, 3245, zv. 115 x, 12 – *Emiluvia premyogii* Baumgartner – vz. 10, 4217, zv. 200 x, 13 – *Tritrabs exotica* (Pessagno) – vz. III/2, 6070, zv. 120 x, 14 – *Napora deweveri* Baumgartner – vz. 10, 4647, zv. 190 x, 15 – *Andromeda podbielensis* (Ožvoldová) – vz. III/2, 6067, zv. 155 x, 16 – *Tetratrabs bulbosa* Baumgartner – vz. III/2, 5167, zv. 75 x, 17 – *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman – vz. 7, 5115, zv. 150 x.



Stratigrafické rozšírenie: V našom materiáli U. A. 7 a U. A. 8 – vrchná časť spodného oxfordu – vrchný oxford a prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: V západnej časti bradlového pásma vo varínskom úseku na lokalite Brodno (Ožvoldová, v tlači) a v púchovskom úseku na lokalite Lednica.

Rod *EMILUVIA* FOREMAN, 1973; emend. Foreman, 1975

Typ. druh: *Emiluvia chica* Foreman, 1973

Emiluvia cf. *ordinaria* Ožvoldová, 1984

Tab. 1, obr. 8

1981 *Emiluvia* sp. A – Kocher, s. 65, tab. 13, obr. 11.

1984 *Emiluvia ordinaria* Ožvoldová, n. sp. – Ožvoldová a Sýkora, s. 265, tab. 4, obr. 6–8; tab. 5, obr. 1–4; tab. 16, obr. 4.

Poznámka: Od druhu *E. ordinaria* sa naše formy líšia dĺžkou a charakterom ostňov. Ostne sú kratšie a hrubšie, rebrá na ostňoch sú rozštiepené plytkou brázdou.

Stratigrafické rozšírenie: Prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrch. oxfordom a spod. kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: Lednica.

Rod *EUCYRTIS* Haeckel, 1881

Typ. druh: *Eucyrtis conoidea* Rüst, 1885

Eucyrtis cf. *micropora* Squinabol, 1903

Tab. 2, obr. 5

1903 *Archicapsa micropora* n. sp. – S. Squinabol, s. 129, tab. 9, obr. 14.

1973 *Eucyrtis* (?) *zhmoidai* Foreman, new species – Foreman, s. 264, tab. 10, obr. 9, 10; tab. 16, obr. 1, 2.

1975 *Eucyrtis micropora* (Squinabol) – Foreman, s. 615, tab. 21, obr. 2–5.

Poznámka: Naše formy svojimi diagnostickými znakmi zodpovedajú druhu *E. micropora*, len póry sú strednej veľkosti s tendenciou zväčšovať sa smerom k distálnej časti schránky.

Stratigrafické rozšírenie: Prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: Lednica.

Rod *HOMOEOPARONAELLA* Baumgartner, 1980

Typ. druh: *Paronaella elegans* Pessagno, 1977

Homoeoparonaella sp. A

Tab. 3, obr. 11

Opis: Schránka s tromi krátkymi, mocnými lúčmi s cibulovitým ukončením. Mriežka lúčov je lineárna, zložená z piatich pozdĺžnych trámikov pospájaných priečnymi spojnicami, ktoré vytvárajú štyri pozdĺžne rady štvoruholníkových pórových rámečkov. Cibulovité ukončenia lúčov majú nepravidelnú, jemnopórovitú mriežku. Na konci lúčov vybieha jeden dlhý, mocný, centrálny a niekoľko menších laterálnych ostňov. Malá centrálna area má koncentrickú stavbu pórových rámečkov.

Stratigrafické rozšírenie: V našom materiáli U. A. 5 až U. A. 9 – vrchný kelovej až najspodnejší titón (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: V západnej časti bradlového pásma v púchovskom úseku na lokalite Keblie pri Púchove, vo varínskom úseku na lokalite Snežnica a v oravskom úseku na lokalite Trstená.

Rod *MIRIFUSUS* Pessagno, 1977; sensu Baumgartner, 1984

Typ. druh: *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, 1977

Mirifusus aff. *guadalupensis* Pessagno, 1977

Tab. 1, obr. 18

1977 *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, n. sp. – Pessagno, s. 83, tab. 10, obr. 9–14.

1984 *Mirifusus guadalupensis* Pessagno – Baumgartner, s. 771, tab. 2, obr. 8, 22.

Poznámka: Vonkajšia vrstva schránky nie je zachovaná. Od druhu *M. guadalupensis* Pessagno sa formy líšia tenšími obvodovými pásmi na hranici segmentov podobne ako má druh *M. fragilis* Baumgartner. Od neho sa však odlišujú malým počtom segmentov.

Stratigrafické rozšírenie: Prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: Lednica.

Rod *NAPORA* Pessagno, 1977

Typ. druh: *Napora bukryi* Pessagno, 1977

Napora cf. *pyramidalis* Baumgartner, 1984

Tab. 1, obr. 14

1984 *Napora pyramidalis* Baumgartner, n. sp. – Baumgartner, s. 775, tab. 6, obr. 11–12.

Poznámka: Naše formy sa líšia od druhu *N. pyramidalis* Baumgartner väčšou dĺžkou a morfológiou apikálneho rohu a jeho rozštiepením na konci.

Stratigrafické rozšírenie: Prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: Lednica

Tab. 3. Trstená, SEM micrograph. 1 – *Podobursa spinosa* (Ožvoldová) – vz. III/2,6078, zv. 120 x, 2 – *Cinguloturris carpatica* Dumitrica – vz. 10,5037, zv. 230 x, 3 – ? *Angulobracchia cava* Ožvoldová – vz. III/2,6063, zv. 135 x, 4 – ? *Angulobracchia cava* Ožvoldová – bočný pohľad na obr. 3,6064, zv. 140x, 5 – *Emiluvia sedecimporata elegans* (Wiśniowski) – vz. III/2,6097, zv. 130 x, 6 – *Sethocapsa cetia* Foreman – vz. 3,6062, zv. 110x, 7 – *Obesacapsula* aff. *rotunda* (Hinde) – vz. 9, 3240, zv. 140 x, 8 – *Mirifusus mediodilatatus baileyi* Pessagno – vz. 3,5013, zv. 110 x, 9 – *Ristola altissima* (Rüst) – vz. 3,5017, zv. 120 x, 10 – *Podocapsa amphitreptera* Foreman – vz. 3,4996, zv. 155 x, 11 – *Homoeoparonaella* sp. A – vz. 3,5012, zv. 110 x, 12 – *Podocapsa amphitreptera* Foreman – vz. 3,5173, zv. 170 x, 13 – *Podocapsa amphitreptera* Foreman – vz. 3, 5008, zv. 155 x.

Rod *OBESACAPSULA* Pessagno, 1977

Typ. druh: *Obesacapsula morroensis* Pessagno, 1977

Obesacapsula aff. *rotunda* (Hinde, 1900)

Tab. 3, obr. 7

1900 *Stichocapsa rotunda* – Hinde, s. 41, tab. 3, obr. 24 (non vidī).

1977 *Obesacapsula rotunda* (Hinde) – Pessagno, s. 53, tab. 9, obr. 12, 18.

1978 *Syringocapsa rotunda* (Hinde) – Foreman, s. 749, tab. 2, obr. 2.

1984 *Obesacapsula* sp. aff. *O. rotunda* (Hinde) – Pessagno, Blome a Longoria, s. 30, tab. 4, obr. 9.

Poznámka: Tieto formy sa líšia od druhu *O. rotunda* (Hinde) predovšetkým dlhšou apikálnou časťou schránky, menej vypuklými postabdominálnymi segmentami a menej výraznými zúženiami medzi nimi. Ako pravdepodobného predka druhu *O. rotunda* formu *Obesacapsula* sp. aff. *O. rotunda* vyčlenil Pessagno (1984) pre vrchnojurské formy, líšiace sa od spodnokriedového druhu *O. rotunda* vyššie uvedenými znakmi.

Stratigrafické rozšírenie: Podľa Pessagno (1984) – vrchný kimeridž (?) – spodný titón až stredný valangin. V našom materiáli – U. A. 7 až U. A. 9 – vrchná časť spodného oxfordu až najspodnejší titón (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: V západnej časti bradlového pásma v Myjavskej pahorkatine na lokalite Myjava–Turá Lúka (Ožvoldová, 1988), vo varínskom úseku na lokalite Snežnica (Ožvoldová, v tlači) a v oravskom úseku na lokalite Trstená.

Rod *ORBICULIFORMA* Pessagno, 1973

Typ. druh: *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, 1973

Orbiculiforma aff. *iniqua* Blome, 1984

Tab. 1, obr. 13

1984 *Orbiculiforma iniqua* Blome, n. sp. – Blome, s. 353, tab. 5, obr. 3, 4, 6, 7, 10, 11, 14–16.

1984 *Orbiculiforma* sp. aff. *O. iniqua* Blome, n. sp. – Blome, s. 353, tab. 5, obr. 5.

Poznámka: Naše formy majú diagnostické znaky foriem opísaných Blomeom (1984) ako *O. sp. aff. O. iniqua*. Na rozdiel od druhu *O. iniqua*, opísaného zo stredného keloveja, majú väčšiu šírku centrálny arey.

Stratigrafické rozšírenie: Prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: Lednica.

Rod *PARAHSUUM* Yao, 1982

Typ. druh: *Parahsuum simplum* Yao, 1982

(?) *Parahsuum* sp. A

Tab. 1, obr. 17

Opis: Schránka má deväť segmentov. Cephalis je hladký, s krátkym apikálnym rohom. Thorax a abdomen je jemne pórovitý. Na postabdominálnych segmentoch s výnimkou posledných dvoch sa nachádzajú súvislé pozdĺžne rebrá, oddelené jedným pozdĺžnym radom pórov, tvorených štvoruholníkovými pórovými rámčekmi. Rámčeky majú horizontálne usporiadanie. Pri posledných dvoch segmentoch sa schránka smerom k ústiť mierne zužuje, pokračovanie pozdĺžnych rebier nepozo-

rovať a štvoruholníkové rámčeky nemajú pravidelné usporiadanie.

Stratigrafické rozšírenie: Prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: Lednica.

Rod *SPONGOCAPSULA* Pessagno, 1977

Typ. druh: *Spongocapsula palmerae* Pessagno, 1977

Spongocapsula cf. *perampla* (Rüst, 1885)

Tab. 1, obr. 19

1885 *Lithocampe perampla* m. – Rüst, s. 315 (45), tab. 39, obr. 11.

1977 *Spongocapsula* sp. cf. *S. perampla* (Rüst) – Pessagno, s. 90, tab. 11, obr. 15.

1981 *Spongocapsula perampla* (Rüst) – Kocher, s. 94, tab. 16, obr. 18.

Poznámka: Od druhu *S. perampla* sa formy líšia pravidelným kónickým tvarom schránky, v ktorom posledné segmenty nemajú znaky výrazného rozšírenia.

Stratigrafické rozšírenie: V našom materiáli U. A. 5 – U. A. 8 a prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchný kelovej – vrchný oxford a prechodný interval medzi vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: V západnej časti bradlového pásma v Myjavskej pahorkatine na lokalite Myjava–Turá Lúka (Ožvoldová, 1988), v púchovskom úseku na lokalite Podhradská dolina pri Pruskom a Lednica a v oravskom úseku na lokalite Červený Kameň pri Podbieli.

Rod *TRITRABS* Baumgartner, 1980

Typ. druh: *Paronaella* (?) *casmaliaensis* Pessagno, 1977

Tritrabs cf. *casmaliaensis* (Pessagno, 1977)

Tab. 1, obr. 12

1977 *Paronaella* (?) *casmaliaensis* Pessagno, n. sp. – Pessagno, s. 69, tab. 1, obr. 6–8.

1980 *Tritrabs casmaliaensis* (Pessagno) – Baumgartner, s. 293, tab. 1, obr. 10, tab. 4, obr. 11, tab. 11, obr. 10.

Poznámka: Od druhu *T. casmaliensis* sa formy líšia podstatne kratšími lúčmi.

Stratigrafické rozšírenie: U. A. 5 – U. A. 8 a prechodný interval medzi U. A. 8 a U. A. 9 – vrchný kelovej – vrchný oxford a prechodný interval medzi vrchným oxfordom a spodným kimeridžom (Baumgartner, 1984, 1987).

Výskyt: V západnej časti bradlového pásma v púchovskom úseku na lokalite Keblie pri Púchove, Vršatec a Lednica.

Literatúra

- Baumgartner, P. O. 1980: Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). *Micropaleontology*, 26, 3, 274–322.
- Baumgartner, P. O. 1984: A Middle Jurassic–Early Cretaceous lowlatitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae geol. Helv.*, 77, 3, 729–837.
- Baumgartner, P. O. 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic

- Radiolarites. *Eclogae geol. Helv.*, 80, 3, 831–879.
- Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 45, 7–159.
- Blome, Ch. D. 1984: Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon. *Micropaleontology*, 30, 4, 343–389.
- Foreman, H. P. 1973: Radiolaria from DSDP, Leg 20. In: B. C. Heezen and – I. D. McGregor et al.: *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 20, 249–305.
- Foreman, H. P. 1975: Radiolaria from the North Pacific. Deep Sea Drilling Project, Leg 32. In: R. L. Larson a R. Moberly et al.: *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 32, 579–676.
- Foreman, H. P. 1978: Mesozoic Radiolaria in the Atlantic Ocean of the Northwest coast of Africa. Deep Sea Drilling Project, Leg 41. In: Y. Lancelot a E. Seibold et al.: *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 739–761.
- Hinde, G. J. 1900: Description of fossil Radiolaria from the rocks of Central Borneo obtained by Prof. Dr. G. A. F. Molengraaf in the Dutch Exploring Expedition of 1893–94. Borneo-Expedition: Geologische Verkenningstochten in Central Borneo (1893–1894). *Leiden (E. J. Brill), Amsterdam (H. Gerlings)*, 51 s.
- Kocher, R. 1981: Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer Radiolarian führender Gesteine insbesondere der Südalpen. *Mitt. Geol. Inst. Eidg. Tech. Hochschule Univ. Zürich, nouv. ser.*, 234, 184 s.
- Mizutani, S. 1981: Jurassic formation in the Hida-Kanayama Area, Central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, 8, 147–190.
- Mišík, M., Jablonský, J., Ožvoldová, L., Halášová, E. (v tlači): Konturity s pyroklastickým materiálom v radiolaritoch malmu pieninského bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*
- Ožvoldová, L. 1988: Radiolarian associations from radiolarites of the Kysuca succession of the Klippen Belt in the vicinity of Myjava – Turá Lúka (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 3, 369–392.
- Ožvoldová, L. (v tlači): Radiolarity z vybraných lokalít západnej časti bradlového pásma. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*
- Ožvoldová, L. (v tlači): Radiolarian microfauna from radiolarites of the Varín part of the Klippen Belt (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*
- Ožvoldová, L., Sýkora, M. 1984: The Radiolarian assemblage from Čachtické Karpaty Mts. limestones (The locality Šípkovský Háji). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 2, 259–290.
- Pessagno, E. A. 1977: Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. *Micropaleontology*, 23, 1, 56–113.
- Pessagno, E. A., Blome, Ch., Longoria, J. 1984: A revised Radiolarian Zonation for the Upper Jurassic of Western North America. *Bull. Amer. Paleont.*, 87, 320, 5–44.
- Reháková, D. 1979: Stratigrafia; litológia a mikrofácie czorstýnských bradiel jury medzi Červeným Kameňom a Lednicou. [Diplom. práca.] *Manuskript – archív Katedry zákl. geológie a paleont. PF UK, Bratislava.*
- Rüst, D. 1885: Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteine des Jura. *Paleontographica*, 31, 3, 7, 269–321.
- Squinabol, S. 1903: Radiolarie fossili id Teolo (Euganai). *Atti Mem. Reale Accad. Sci. Lett. Arti Padova (n. ser.)*, 19, 127–130.

ZO ŽIVOTA SGS

D. Hovorka, J. Jablonský, R. Mock a M. Sýkora: **Ofiolitové melanže v Koriackých vrchoch, Čukotka** (Bratislava 24. 1. 1991)

Na V od rozsiahlej oblasti, ktorú tvoria mezozoidy sv. časti Sibíri, sa v severojužnom smere tiahne ochotsko-čukotská vulkanická zóna. Medzi ňou a pobrežím Beringovho mora sa rozprestierajú Koriacke vrchy. Vrchy a príhlé oblasti sa od polovice 70. rokov pokladajú za oblasti so zložitou príkrovovou stavbou. V posledných rokoch sa celý tektogén chápe ako produkt tektonického začlenenia paleozoicko-mezozoických sekvencií do zostavy východnej časti eurázijského kontinentu. Všeobecne sa prijíma prioceánsky typ akrecie oblasti. Takéto predstavy vyplývajú z teórie platňovej tektoniky, ako aj z koncepcie tektonického „zvrstvenia“ litosféry. Akrečné procesy spôsobili podstatný rast ázijského kontinentu (laterálna a vertikálna akrecia).

Bloky v akrečných prizmách sa interpretujú ako súčasť kôry okrajových morí, ostrovných oblúkov, vnútrooblúkových bazénov, ale súčasne aj fragmentov hlbokovodných trenčov, abysálnych planín, oceánskych ostrovov a ďalších štruktúrnych prvkov kôry oceánov. Tieto bloky sa v priebehu procesov spôsobených pohybom litosférických platní postupne od strednej jury až do miocénu „prirážali“ k okraju kontinentu. Celkove možno smerom od kontinentu po oceán pozorovať „omladzovanie“ horninových sekvencií. Pritom každú etapu akrecie sprevádzal posun subdukčných zón smerom do oceánu. So subdukčnými zónami migrovali aj vulkanické zóny aktívneho okraja kontinentu.

V širšej oblasti Koriackych vrchov sa súčasne odlišuje šesť príkrovových systémov. Jedným z nich, charakteristickým práve prítomnosťou ofiolitových či serpentinito-

vých melanží, je majnický alochtón (J_3-K_1). Jeho vrchnú štruktúrnú etáž tvorí čirinajská „séria“ – silne tektonicky prepracovaný, slabometamorfovaný (v podmienkach zeolitovej fácie) vulkanosedimentárny komplex (argility, tufy, tufity, rádiolarity, droby, zlepenice) s olistostrómami interpretovaný ako ostrovooblúková séria.

Jednotlivé serpentinitové melanže v majnickom alochtóne tvoria jeho spodnú štruktúrnú etáž. V strednej časti alochtónu sú zóny serpentinitových melanží známe pod označeniami jegeľská, čirinajská a algevajamská melanž. Serpentinitový matrix týchto (a ďalších) melanží tvoria intenzívne tektonizované tmavo sfarbené lizarditovo-chryzotilové serpentinity prevažne výrazne bridličnatého charakteru. V serpentinitoch (blastomylonitoch ultrabazitov) sú prítomné bloky menej deformovaných a zbridličnatých serpentinitov. Jednotlivé bloky sú lemované tektonickými zrkadlami. V melanžiac sú uzatvorené veľkosťou aj zložením extrémne variabilné bloky sedimentárnych a eruptívnych hornín. Medzi nimi sú aj jednotlivé horninové členy ofiolitového komplexu (peridotity, gabrá, paralelné dajky, pillow lávy). Podobne ako pre iné ofiolitové melanže aj pre melanže majnickej sekvencie (alochtónu) je charakteristické, že melanž má miestami mocnosť iba 1–5 m – ale v subarktickom prostredí aj takéto malomocné zóny melanží sú mapovateľné a zreteľné už zďaleka.

Ofiolitové melanže a geológiu Koriackych vrchov sme mali možnosť študovať v rámci medzinárodnej expedície, ktorú v lete 1990 zorganizoval podnik Agregeologia Leningrad. Vedúcom expedície bol A. P. Stavskij, účastníkmi z ČSFR: D. Hovorka, J. Jablonský, R. Mock, M. Sýkora (Univerzita Komenského), P. Kováč a D. Pivko (Geologický ústav D. Štúra).

Podzemné vody Slovenského krasu a možnosti ich využitia

JURAJ ORVAN

INGEO, š. p., Rajecká cesta, 010 29 Žilina

(Doručené 12. 7. 1990)

Groundwaters of Slovakian karst and possibilities of their use

The article summarizes the latest knowledge on the groundwater discharge from the area of the Slovakian Karst. Karst waters with shallow circulation and unstable yield of springs, flow off the Middle Triassic carbonates at the local erosion level, along the periphery of individual hydrogeological structures. The prevailing part of karst-fissure waters has deeper circulation in synclinal structure from carbonates (limestones, in lesser extent dolomites) of the same age. Tectonic zones in carbonates under the Cenozoic filling of the Slaná, Štítňik and Bodva river valleys, limited by impermeable basement from shales of the Lower Triassic age, are water-bearing environment. It is possible to use these waters by boreholes situated into longitudinal or transversal tectonic zones. Mean yield in a single borehole is 25 – 40 l.s⁻¹. Principal rules for their use and protection regarding conditions of their circulation, are also mentioned.

Úvod

Juhovýchodná časť Spišsko-gemerského rudohoria s prevahou hornín paleozoika je oblasťou s nedostatkom zdrojov pitnej vody. Osobitné postavenie má v nej územie Slovenského krasu s výskytom karbonatických hornín a s vodárensky významnými využiteľnými zásobami podzemných vôd. Časť z nich už odobierajú skupinové vodovody Turná – Drienovec – Košice a Rožňava. Nové poznatky o hydrogeologických pomeroch územia Slovenského krasu umožňujú podstatne zvýšiť ich podiel na vodovodnom zásobovaní.

So zvyšujúcou sa exploatáciou podzemných vôd stúpajú aj nároky na ich kvalitu. Z toho vyplývajú väčšie požiadavky na ich ochranu.

Stručný prehľad orografických, geologických a hydrogeologických pomerov

Geologicko-morfologické a tektonické pomery územia Slovenského krasu, začleneného do hydrogeologického rajónu MQ-129, podmienili jeho rozčlenenie na tektonické kryhy a ďalej na hydrogeologické štruktúry.

Bystrický (1964) vymedzil na základe pozdĺžnych tektonických línií štyri tektonické kryhy: hačavsko-jasovskú, silicko-turniansku, plešivsko-brezovskú a kečovskú.

Základné poznatky o geologickej stavbe a tektonike územia ďalej rozpracoval Mello, ktorý je autorom pripravovanej geologickej mapy Slovenského krasu v mierke 1 :50 000. Prvýkrát upozornil na hydrogeologický význam karbonatickej syn-

klinály vo vápencoch stredného triasu pri Slavci.

Pre riešenie hydrogeologických pomerov územia Slovenského krasu sú cenným prínosom aj jeho práce o postavení tektonickej jednotky silického príkrovu voči tektonickej jednotke meliatskej skupiny (Mello, 1979; Mello et al., 1983).

Najdôležitejším zvodneným prostredím sú vápence stredného triasu, menšie zastúpenie majú dolomity. Nepriepustné podložie vytvárajú ílovcovo-bridličnaté horniny spodného triasu. Obe horninové prostredia sú súčasťou tektonickej jednotky silického príkrovu.

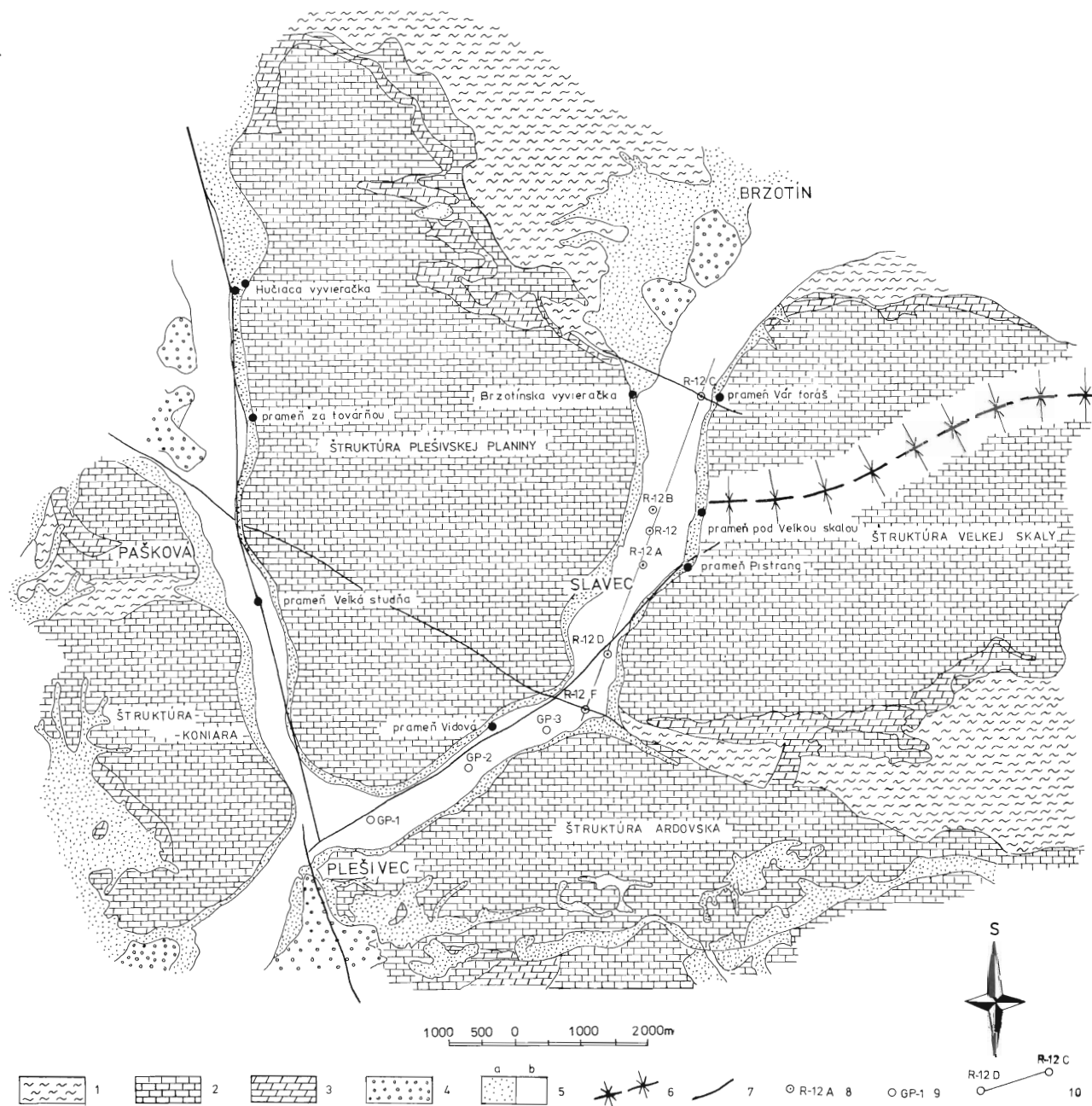
Z pokryvných útvarov majú význam sedimenty, do ktorých môžu krasové vody prestupovať, alebo im tvoriť bariéru.

Krasové vody najčastejšie prestupujú do priepustnej kamenitej sutiny a priepustnejších polôh v riečnych náplavoch, bariéru im vytvárajú nepriepustné horniny neogénu, resp. hlinito-ílovité delúviá a iné sedimenty kvartéru.

Šuba (1973) rozčlenil územie Slovenského krasu na celý rad hydrogeologických štruktúr, z ktorých najdôležitejšie sú štruktúry Plešivskej planiny, Koniara, Ardovská, Veľkej skaly, Horného a Dolného Vrchu, Hačavsko-jasovská a Vysokéj (obr. 1). Morfologicky ich oddeľujú riečne doliny, z ktorých najvýznamnejšie sú doliny Slanej, Štítnika, Muráňa a Čremošnej v povodí Slanej a doliny Bodvy a Turnianskeho potoka v povodí Bodvy.

Odtok podzemných vôd

Podzemné vody Slovenského krasu pochádzajú prevažne z infiltrovaných zrážok. Ich režim v hor-



Obr. 1. Schéma hydrogeologických štruktúr západnej časti Slovenského krasu. 1 – spodný trias, 2 – stredný trias – vápence, 3 – stredný trias – dolomity, 4 – neogén – pliocén, 5 – kvartér (a – delúviá, b – alúviá), 6 – os synklinály, 7 – tektonické línie, 8 – realizované hydrogeologické vrtý, 9 – rozpracované hydrogeologické vrtý, 10 – línia rezu.

Fig. 1. Scheme of hydrogeological structures in the western part of the Slovakian Karst. 1 – Lower Triassic, 2 – Middle Triassic – limestones, 3 – Middle Triassic – dolomites, 4 – Neogene – Pliocene, 5 – Quaternary (a – deluvium, b – alluvium), 6 – axis of syncline, 7 – tectonic lines, 8 – realized hydrogeological boreholes, 9 – hydrogeological boreholes in unfinished state, 10 – line of cross-section.

ninovom masíve je ovplyvnený predovšetkým tektonickým porušením karbonátov, následným skrasovaním a polohou styku karbonátov stredného triasu a bariéry podložínych bridlíc spodného triasu voči miestnej eróznej báze.

V hydrogeologických štruktúrach, kde styk oboch horninových prostredí je na miestnej eróz-

nej báze, odtekajú v tejto úrovni sústredenými alebo plošnými vývermi aj všetky krasové vody. Takýmito uzatvorenými štruktúrami sú Dolný a Horný Vrch.

V oblastiach, kde synklinálna stavba podmieňuje polohu podložia karbonátov stredného triasu vo väčšej hĺbke, prúd podzemnej vody sa diferencuje

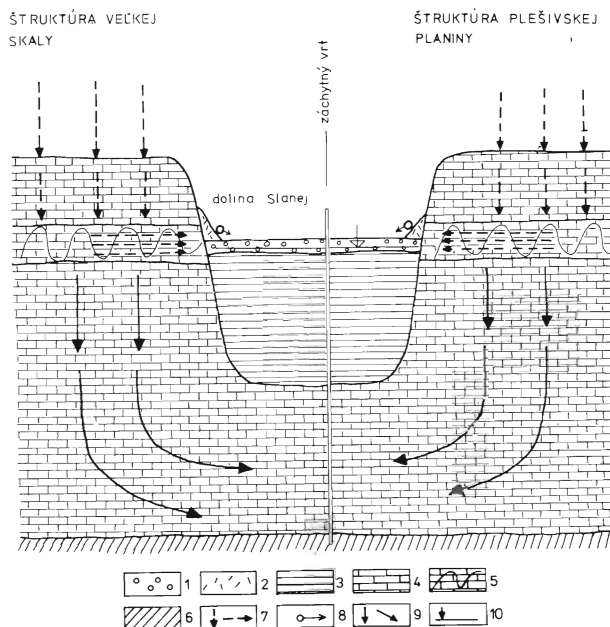
na vody odtekajúce na miestnej eróznej báze a vody nastupujúce hlbší obeh.

V hydrogeologických štruktúrach tohto typu (napr. štruktúra Plešivskej planiny, Veľkej skaly, Ardovskej, Koniara a ďalších) z vôd infiltrovaných do karbonatického masívu vyteká na miestnej eróznej báze len menšia časť krasových vôd. Odkakajú väčšinou zostupnými prameňmi v zóne intenzívneho skrasovatenia, ktorá vznikla pri vývoji riečnych dolín. Spravidla intenzívne skrasovatená zóna siaha maximálne 10–30 m pod miestnu eróznú bázu a časť krasových vôd odteká skryté do pokryvných útvarov. V oboch prípadoch ide o krasové vody s plytkým obehom. Ich prúdenie podlieha zvláštnym špecifikám. Pramene v prírodnom stave sú veľmi rozkolísané (od niekoľko decilitrov až litrov po niekoľko 100 až niekedy viac ako 1 000 litrov za sekundu). Interval medzi infiltráciou a odtokom je vo veľmi vlhkých obdobiach často krátky (4–6 dní). Pre tieto vlastnosti nie je ich väčšinou možné využívať pomocou klasického zachytu. Nevýhodou je tiež súbeh minimálnych výdatností využívaných prameňov, čím vznikajú ťažkosti so zásobovaním vodou. V určitých prípadoch možno odtokové minimá vyrovnávať a zlepšovať odberom krasových vôd z vrtov do 50–60 m.

Doteraz vyčíslené a schválené využiteľné zásoby podzemných vôd pochádzali z 80 % zabezpečnosti prameňov plytkého obehu, odkakajúcich na obvode hydrogeologických štruktúr a z čerpacích skúšok na vrtoch, ktorými boli odtoky plytkého obehu zachytené (Šuba, 1973; Orvan, 1981). Predstavovali napríklad v hydrogeologickej štruktúre Veľkej skaly $74,1 \text{ l.s}^{-1}$, Plešivskej planiny $61,6 \text{ l.s}^{-1}$, Koniara $49,7 \text{ l.s}^{-1}$, Ardovskej $11,0 \text{ l.s}^{-1}$. Boli to len zlomky z prírodných zdrojov, ktoré len v štruktúre Plešivskej planiny sú 505 l.s^{-1} , v štruktúre Veľkej skaly 349 l.s^{-1} , Ardovskej 178 l.s^{-1} , Koniara 264 l.s^{-1} (Šuba, 1973).

Vody plytkého obehu predstavujú len odtok ich prebytku z jednotného bazéna, ktorý tvoria zvodnené karbonáty v celej svojej mocnosti.

Krasové vody, ktoré neodtečú na úrovni miestnej eróznej bázy alebo tesne pod ňou (skryté do náplavov) väčšinou po krasových cestách, sa podieľajú na formovaní puklinovo-krasového obehu v celom karbonatickom masíve od zóny intenzívneho skrasovatenia až po jeho spodnotriasovú bridličnatú bázu (obr. 2). Preferované cesty tu vytvárajú tektonicky porušené zóny v celej mocnosti karbonátov, ktoré sú prostredím prúdenia krasovo-puklinových vôd. Skrasovatenie na týchto zónach nie je priebežné, miestami je v úrovniach pod bazou terciérnej výplne, lokálne až na báze karbonátov stredného triasu so vzájomnými prechodmi. Týmto cestami odtekajú podzemné vody smerom do Rimavskej kotliny v povodí Slanej alebo pod terciérnu výplň Moldavskej nížiny v povodí Bod-



Obr. 2. Schéma plytkého a hlbšieho obehu podzemných vôd Slovenského krasu. 1 – riečne náplavy, 2 – sute, 3 – pliocénna bariéra, 4 – vápence – Silický príkrov, 5 – zóna intenzívneho skrasovatenia, 6 – nepriepustné podložie karbonátov, 7 – plytký obeh podzemných vôd (krasový), 8 – odtok podzemných vôd plytkého obehu, 9 – hlbší obeh (puklinovo-krasový), 10 – piezometrická úroveň podzemných vôd hlbšieho obehu.

Fig. 2. Scheme of shallow and deep circulation of groundwaters Slovakian Karst. 1 – alluvium, 2 – deluvium, 3 – Pliocene barrier, 4 – limestones, the Silica nappe, 5 – zone of intensive karstification, 6 – unpermeable basement of carbonates, 7 – groundwaters with shallow circulation (karstic), 8 – groundwater discharge with shallow circulation, 9 – deep circulation (fissure-karstic), 10 – piezometric groundwater level with deep circulation.

vy. Karbonáty stredného triasu silického príkrovu hydrogeologických štruktúr Plešivskej planiny, Ardovskej a Koniara, oddelených kvartérnou a terciérnou výplňou dolín Slanej a Štítnika, predstavujú v úrovni pod terciérnou výplňou dolín jedno zvodnené prostredie. Podobne tektonické zóny ťahajúce sa dolinou Slanej drénujú podzemné vody z časti štruktúry Plešivskej planiny a súčasne zo štruktúry Veľkej skaly.

Klasifikácia odtokov plytkého obehu

Odtok krasových vôd plytkého obehu možno rozdeliť na odtok na miestnej eróznej báze (sústredený a rozptýlený) a na odtok na miestnej eróznej báze kombinovaný s odtokom skrytým pod miestnou eróznou bazou.

Odtok na miestnej eróznej báze

Sústredený odtok. Vody tejto skupiny vyvádzajú k povrchu prevažne jaskynné chodby, pôsobiace v horninovom prostredí v úseku 200–500 m proti

miestu odtoku ako potrubie (prietochný kanál). Okolité karbonatické prostredie je väčšinou veľmi málo priepustné, alebo sa vyznačuje len puklinovou priepustnosťou. Nie sú tu podmienky na výraznejší rozptyl krasových vôd do okolitého horninového prostredia alebo do pokryvných útvarov v úrovni, alebo pod úrovňou miestnej eróznej bázy.

Patria sem napr. odtoky na lokalitách Krásnohorská Dlhá Lúka – prameň Buzgó ($Q = 1\,300 - 6,4\text{ l.s}^{-1}$), prameň Eveteš v Jablonove nad Turňou ($Q = 680 - 6\text{ l.s}^{-1}$), obidva v hydrogeologickej štruktúre Horného Vrchu, prameň Drienovské kúpele ($\bar{Q} = 27,5\text{ l.s}^{-1}$) v hačavsko-jasovskej štruktúre, prameň za továrňou ($Q = 700 - 0,8\text{ l.s}^{-1}$) v štruktúre Plešivskej planiny.

Nesústredený (rozptýlený) odtok. V tejto skupine sa odtok obvykle viaže na zónu svahových deformácií na okraji planinového svahu. Sústredený prítok jaskynnou chodbou sa v takomto pásme rozptyľuje väčšinou deltovitě na čiastkové prúdy, čím vznikajú pramenné línie. Taká je napr. Brzotínska vyvieráčka – Gyepű ($Q = 855 - 5\text{ l.s}^{-1}$), tvoriaca pramennú líniu, vyvieráčka Hučiaca – Zúgó (vznik postrannej vetvy výveru) s výdatnosťou $1\,160 - 4,6\text{ l.s}^{-1}$, obidve v štruktúre Plešivskej planiny.

Odtok na miestnej eróznej báze kombinovaný s odtokom skrytým pod miestnou eróznou bázou

V uvedenom type musí byť v mieste odtoku krasových vôd z karbonátov väčšia pokrývka sutiny, hlinito-kamenitej až kamenitej, a to aj pod miestnou eróznou bázou.

Skrasovatená prítoková zóna podzemných vôd (založená najčastejšie ako preferovaná zóna na hydrogeologicky významných tektonických líniách) musí zasahovať nielen nad miestnu eróznou bázou (občasné pramene), ale predovšetkým pod jej úroveň. Pramene tohto typu sa vyznačujú veľkou rozkolísanosťou s nízkymi minimami, občas vysychajú, čo znamená, že podiel vôd vytekajúcich na povrch a vôd prestupujúcich do pokryvných útvarov sa mení v priebehu roka podľa klimatických podmienok, časté sú prípady, že v suchom období všetka voda prestupuje do pokryvných útvarov a odtok prameňmi sa rovná nule. Teda v niektorých časových intervaloch skrytý odtok celkom preberá funkciu odtoku z prameňa (Orvan, 1980). Odtoky tejto skupiny možno rozdeliť na dve podskupiny:

– Prvou sú odtoky do dolín, kde bariéru tvoria nepriepustné sedimenty neogénu (pliocénu), resp. spodného triasu, skrytá zložka môže prestupovať skrasovatenými vápencami pod miestnou eróznou bázou iba do sutín alebo prostredníctvom nich do riečnych náplavov. Sú to napr. odtoky do

dolín Muráňa, Slanej, Štítnika, Čremošnej, Turnianskeho potoka (Turnianskej kotliny) a do doliny Bodvy od Moldavy smerom na západ.

Významnejšie odtoky tejto podskupiny predstavujú pramene Vidová ($Q = 910 - 2\text{ l.s}^{-1}$) v Plešivskej planine, pramene severného úpätia Dolného Vrchu, prameň pod Veľkou skalou ($Q = 1\,380 - 0,0\text{ l.s}^{-1}$), Pistrang ($Q = 1,050 - 2\text{ l.s}^{-1}$) a Várforáš ($\bar{Q} = 17\text{ l.s}^{-1}$) v hydrogeologickej štruktúre Veľkej skaly, pramene v hydrogeologickej štruktúre Vysokej (Skalité a ďalšie), niektoré pramene v štruktúre Koniara a pod.

– Do druhej podskupiny možno zaradiť odtoky do doliny Bodvy v úseku Jasov–Hatiny–Moldava, charakteristické tým, že samotnú dolinu Bodvy vyplňajú 10 – 12 m hrubé, dobre priepustné riečne štrkovo-piesčité náplavy. Aj v ich podloží sú skrasovatené vápence stredného triasu. Vápence Jasovskej planiny (v hačavsko-jasovskej štruktúre), štrky náplavov Bodvy a vápence v ich podloží vytvárajú hydraulicky spojené zvodnené prostredie. V tejto časti sú významnejšie pramene Hatiny ($\bar{Q} = 21,7\text{ l.s}^{-1}$), Bezodná studňa ($\bar{Q} = 15\text{ l.s}^{-1}$) a prameň Helena (odber z jaskynného priestoru do 10 l.s^{-1}). Spojité zvodnené prostredie umožňuje odber krasových vôd pomocou vrtov z riečnych štrkov a z ich karbonatického podložia vrtmi do 40–50 m s výdatnosťou do $15-20\text{ l.s}^{-1}$ na 1 vrt (Orvan et al., 1974).

Klasifikácia odtokov hlbšieho obehu

Odtok podzemných vôd v oblasti Slovenského krasu s evidentne hlbším obehom možno rozčleniť na niekoľko skupín:

– Odtok výstupnými prameňmi na významnejších tektonických líniách (vody infiltrované výlučne v karbonátoch Slovenského krasu). Takýmto odtokom je napr. výver Veľká studňa v Paškovej s $\bar{Q} = 15,5\text{ l.s}^{-1}$ (výstup na priečne orientovanej hrasti karbonátov v doline Štítnika).

– Odtok vôd infiltrovaných na karbonátoch Slovenského krasu, do obehu ktorých sú napojené vody infiltrované od nekarbonátov prostredia, často aj mimo štruktúry. Reprezentantom takéhoto odtoku sú napr. pramene Drienovec ($\bar{Q} = 210\text{ l.s}^{-1}$), ktorého vody využíva skupinový vodovod Turňa–Drienovec–Košice (kombinácia krasových vôd hlbšieho obehu Hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúry s vodami riečnych náplavov Bodvy) a prameň Bužgó v Bohúňove (krasové vody ardovskej hydrogeologickej štruktúry kombinované s povrchovými vodami Ardovskej slepej doliny, pretekajúcimi územím s rozšírením neogénnych hornín a infiltrovanými do ponoru vo vápencoch stredného triasu). Jeho minimálna výdatnosť je 40 l.s^{-1} (Orvan, 1979).

– Odtok vôd s infiltračnou oblasťou v iných tek-

tonických jednotkách. Do tejto skupiny možno zaradiť napr. pramene Turňa–Rybník ($Q = 59\text{--}572 \text{ l.s}^{-1}$). Včeláre–Teplá voda ($Q = 14,7\text{--}48 \text{ l.s}^{-1}$) a Kunova Teplica, prameň v obci ($Q = 17 \text{ l.s}^{-1}$). Vody všetkých uvedených prameňov majú infiltráciu mimo hornín silického príkrovu v tektonickej jednotke gemerika a v karbonatických horninách meliatskej skupiny, ale prvý vyteká z karbonátov silického príkrovu, pričom vystupujú na zlomoch, ktoré hydraulicky prepájajú horniny meliatskej skupiny s nadložnými karbonátmi silického príkrovu (Frankovič, 1964; Orvan et al., 1985).

Pramene týchto troch skupín možno rozčleniť na sústredenú a kombinovanú. V kombinovaných výveroch sa už na výstupnej vetve čiastočne rozptyľuje voda do pokryvných útvarov – najčastejšie do riečnych náplavov.

– Krasovo-puklinové vody bez zjavného odtoku, resp. so skrytým odtokom, ktoré možno exploatavať navrtaním v hlbších, hlavne synklinálnych štruktúrach spravidla pod neogénou výplňou riečnych dolín. Sú to vody infiltrované na území Slovenského krasu a tam dočasne akumulované, alebo odtekajúce skryte do iných hydrogeologických štruktúr, resp. do karbonátov pod terciárnymi kotlinami.

Prvý údaj o existencii krasovo-puklinových vôd tohto typu nám poskytol vrt R-12 pri Slavci v roku 1980 (Orvan a Tyleček, 1981), ktorý zachytil významné prítoky týchto vôd v hĺbke od 340 do 370 m s výdatnosťou 25 l.s^{-1} . Na základe jeho výsledkov sa v rokoch 1986–1988 v synklinálnej štruktúre medzi Brzotínom a Gombasom vy-

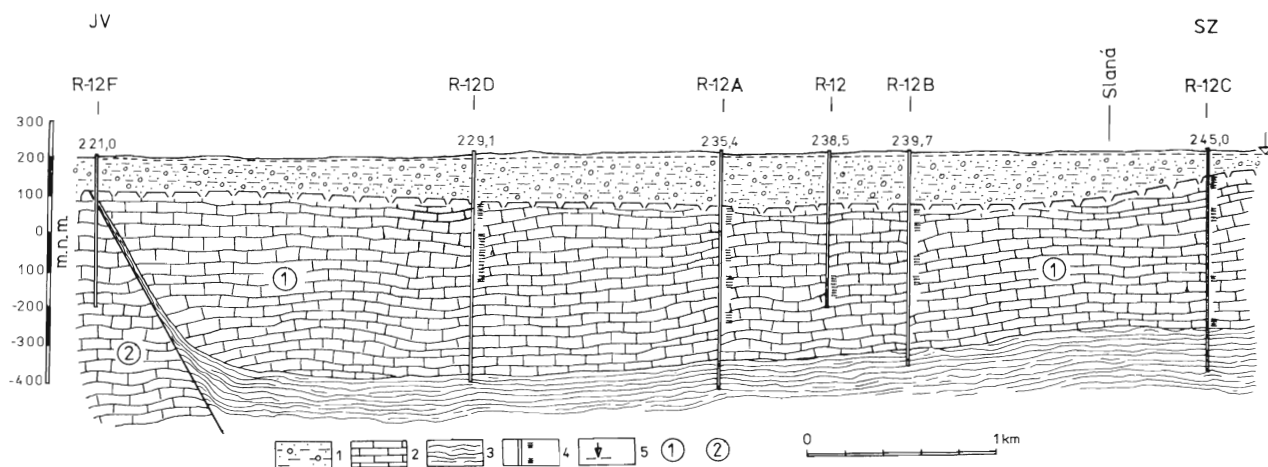
hlbili ďalšie vrt R-12 A, R-12 B, R-12 C a R-12 D (obr. 1), ktoré po prvýkrát umožnili podrobnejšie overiť a hodnotiť existenciu a podmienky hlbšieho obehu a vytvorili podmienky pre nové racionálne prístupy v exploatacii krasovo-puklinových vôd v danej oblasti.

Hrúbka a mocnosť pokryvných útvarov a neogénnej výplne doliny Slavej sa dosahuje od 50 do 140 m, hrúbka karbonátov stredného triasu silického príkrovu je priemerne 380–470 m a zväčšuje sa smerom k juhu. Nepriepustné podložie tvoria bridlice a slienité vápence spodného triasu (obr. 3).

Väčšina vrtov zachytila prítoky krasovo-puklinových vôd na pozdĺžne, resp. priečne orientovaných tektonických zónach, ktoré identifikovali geofyzikálne merania pod neogénou výplňou. V nich sa prítoky najčastejšie koncentrujú do úrovni s maximálnym následným skrasovatením.

Výrazné skrasovatenie karbonátov vo vrte R-12 C, situovanom na severnom okraji synklinály, bolo v hĺbke od 47 do 60 m. Viaz sa na priečne orientovanú tektonickú zónu, indikovanú tiež polohou prameňov Brzotínska vyvieracka a Vár forrás (obr. 1). V tejto úrovni sa skoncentrovali aj hlavné prítoky do vrtu. Ďalšie skrasovatené zóny v tomto vrte boli v hĺbkach od 176 do 416 m. Skrasovatené zóny s prítokmi v ostatných vrtoch v centre synklinály sú v hĺbkach od 127 do 511 m.

Na prúdenie podzemných krasovo-puklinových vôd v rôznych hĺbkových úrovniach poukazuje aj rôzna teplota vody. Sú to však priemerné hodnoty vzhľadom na sumárne zachytenie všetkých prítokov do vrtov. Termometrické merania preu-



Obr. 3. Hydrogeologický rez prieskumným územím Slavec. 1 – pliocén (štrky, ílovité štrky a piesky) vcelku nepriepustné (bariéra). 2 – karbonáty (vápence, menej dolomity) stredného triasu s krasovopuklinovou priepustnosťou, 3 – bridlice, slienité vápence spodného triasu (nepriepustné podložie), 4 – miesto sústredených prítokov, 5 – piezometrická úroveň hladiny podzemnej vody, ① – karbonáty tektonickej silicko-turnianskej jednotky, ② – karbonáty tektonickej plešivsko-brezovskej jednotky.

Fig. 3. Hydrogeological cross-section through the Slavec investigated area. 1 – Pliocene (gravels, clayey gravels and sands), unpermeable (barrier), 2 – Middle Triassic carbonates (limestones, less dolomites) with karst-fissure permeability, 3 – shales, marly limestones of the Lower Triassic (unpermeable basement), 4 – point of concentrated water inflow, 5 – piezometric groundwater level, ① – carbonates of the Silica–Turňa tectonic unit, ② – carbonates of the Plešivce–Brezová tectonic unit.

kázali napr. vo vrte R-12 C rozptýl teplôt od 9,7 do 12,8 °C (vplyv hlavného prítoku v hĺbke 47–60 m), v ostatných vrtoch priemerne od 9,8 °C (pri hladine) do 21,2 °C (v hĺbke 580 m).

Hladina podzemnej vody je napätá s negatívnou piezometrickou výškou v úrovni 3–5 m od terénu, čo je odrazom infiltrácie týchto vôd na povrchu krasových planín a ich navrtaním pod nepriepustným stropom neogénnej výplne riečnych dolín.

Údaje od výdatnosti jednotlivých vrtov overených poloprevádzkovými čerpacími skúškami trvajúcimi 3 až 6 mesiacov pri maximálnom znížení hladiny (závislom od výkonu čerpadiel) v klimaticky priaznivých suchých obdobiach rokov 1986–1987 uvádzame v tab. 1. Hodnoty výdatnosti uvedené v tabuľke boli overené pri sumárnom odbere do siete rožňavského skupinového vodovodu v rokoch 1986–1987 a spoločnou čerpacou skúškou v suchom období od septembra do decembra 1988.

TAB. 1
Základné hydrogeologické parametre vrtov
Basic hydrogeological parameters of boreholes

Vrt č.	Hladina pred čerpaním v m (od terénu)	Zníženie hladiny v m (od terénu)	Výdatnosť l.s ⁻¹	Sumárna teplota v °C
R-12	4,7	29	25	15
R-12 A	5,6	35	39	16
R-12 C	3,9	23	26	11
R-12 D	4,2	30	43	11

Kvalita podzemných vôd

Podzemné krasové vody plytkého obehu, otekajúce prameňmi na úpätiach planinových svahov a puklinovo-krasové vody hlbšieho obehu, exploatované vrtmi z vápencov silického príkrovu pod neogénnou výplňou doliny Slanej sú kalcium-bikarbonátového typu (podľa Palmera, Gazdu in Gazda, 1971) s priemernou mineralizáciou 460–490 mg/l. Vody hlbšieho obehu majú však zvýšenú teplotu (do 18 °C).

Zhodný chemizmus vôd plytkého a hlbšieho obehu dokazuje, že karbonátový masív je zvodnený vcelku, pramene na jeho úpätí sú len formou odtoku nadbytočných vôd.

Charakteristické kvalitatívne údaje z vybraných prameňov plytkého obehu a z vrtu R-12 (hlbší obeh) uvádza tab. 2.

Evidentne inú kvalitu majú podzemné vody hlbšieho obehu infiltrované v iných tektonických jednotkách (meliatska skupina), sú kalcium-síranovo-bikarbonátového typu s obsahom síranov až do 180 mg/l, na čom sa podieľa vylúhovanie sádrovcov (prameň Turňa-Rybník s teplotou 15 °C).

V kalcium-bikarbonátových vodách významného vodárenského prameňa Drienovec zase badať vplyv infiltrácie podzemných vôd z riečnych náplavov Bodvy do karbonátového prostredia, čo má za následok zníženie mineralizácie na hodnotu priemerne 383 mg/l.

Výhody exploatovania krasovo-puklinových vôd hlbšieho obehu

Vykonaný rozsah prác v rámci predchádzajúceho vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu umožňoval oceniť využiteľné zásoby len na základe zhodnotenia režimného pozorovania výdatnosti prameňov predstavujúcich odtok podzemných vôd plytkého obehu.

Ocenenie využiteľnosti krasovo-puklinových vôd hlbšieho obehu znamená ďalší prírastok využiteľných zásob v celkovom množstve podzemných vôd, ktoré bude možné vodárensky využívať.

Krasovo-puklinové vody hlbšieho obehu získané vrtmi majú relatívne stálu výdatnosť aj v bezzrážkových a mimoriadne suchých obdobiach. K infiltrácii do karbonátov dochádza každoročne pri topení snehovej pokrývky a výdatných zrážkach.

Medzi doteraz dokumentovanými využiteľnými zásobami a prírodnými zdrojmi je stále značná disproporcia. Podzemné vody hlbšieho obehu získané vrtmi sú len malou časťou ich celkovej využiteľnej kapacity. Výdatnosti doteraz udávané nie sú

TAB. 2
Chemizmus podzemných vôd
Chemical composition of groundwaters

Pramene	Celková mineralizácia (v mg/l)	Teplota (v °C)	Vápnik (v mg/l)	Horčík (v mg/l)	Sírany (v mg/l)	Hydrogén-uhlíčitany (v mg/l)
Brzotínska vyvieracia	464	10	101	5,5	23	311
Slavec – Pod Veľkou skalou	451	9	100	3,8	23	299
Jasov – prameň Teplica	485	9	103	10	39	317
Slavec – Hlbší obeh (vrt R-12)	467	18	99	8	12	329
Turňa – Rybník (hlavný)	643	15	131	14	180	268
Drienovec – Vodáreň	383	15	84	2,6	22	248

konečné, limitovali ich inštalované čerpadlá.

Výdatnosti sú relatívne vysoké, doterajší už viacročný odber do vodorovnej siete nemal negatívny dopad na režim podzemných vôd, čo potvrdila aj hladina v pozorovacom objekte R-12 B pri Slavci (obr. 1), sledujúcim podzemné vody hlbšieho obehu.

Napriek tomu, že sa podzemné vody odoberajú z väčších hĺbok, kvalitatívne sú to kalcium-bikarbonátové vody.

Možnosť odberu z jednotlivých vrtov (25–40 l s^{-1}) je v porovnaní s nákladmi na jeden vrt priemerne do 600 m (do 2,5 mil. Kčs) ekonomicky výhodné.

Priaznivé výsledky získané vrtmi v oblasti karbonatickej synklinály pri Slavci dali podnet na vyhľadávanie krasovo-puklinových vôd aj v oblasti medzi Gombasekom a Plešivcom a Gemerskou Hôrkou v doline Slanej a medzi Plešivcom a Paškovou v doline Štítnika. Do tohto priestoru a do polohy pod terciérnu výplň otekajú krasovo-puklinové vody z 3 hydrogeologických štruktúr (časti Plešivskej planiny, Koniara a Ardovskej). V povodí Bodvy je na získanie krasovo-puklinových vôd hlbšieho obehu nádejna hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra a štruktúra Vysokej v oblasti Turnianskeho Podhradia a Drienovca.

Odber krasovo-puklinových vôd hlbšieho obehu s ohľadom na ich pôvod znova upozornil na problematiku terajšieho vyčlenenia hydrogeologických štruktúr. Súčasné členenie územia Slovenského krasu na hydrogeologické štruktúry vyplývalo z potreby bilancovať podzemné vody plytkého obehu, ktoré sa odoberajú z karbonátov silického príkrovu. Podzemné vody hlbšieho obehu pri Slavci pochádzajú z 2 hydrogeologických štruktúr (časť Plešivskej planiny a štruktúra Veľkej skaly). Podobne podzemné vody hlbšieho obehu, získané vrtmi medzi Gombasekom a Plešivcom, majú pôvod v časti štruktúry Plešivskej planiny a v Ardovskej štruktúre (obr. 1).

Aby hydrogeologické štruktúry mohli odrážať jednotu štruktúrno-geologických podmienok a obehu podzemných vôd, v budúcnosti bude potrebné po spresnení hlbšieho obehu prehodnotiť aj ich doterajšie členenie.

Zásady ochrany podzemných vôd Slovenského krasu

Z celého územia Slovenského krasu sa v súčasnosti odoberá a vodárensky využíva priemerne 560 l s^{-1} .

Pri ďalšom overovaní využiteľných zásob podzemných vôd hlbšieho obehu je reálny predpoklad zvýšiť ich množstvo len v povodí Slanej o 200 l s^{-1} , v povodí Bodvy o 100–150 l s^{-1} . To si vyžaduje už osobitne sa zaoberať ochranou podzemných vôd.

Vzhľadom na pôvod podzemných vôd Slovenského krasu je ich pohyb od miesta infiltrácie po miesto odtoku, resp. odberu vplyvom skrasovateňovania, a teda pohybu v často otvorených krasových dutinách až jaskynných systémoch, veľmi rýchly. Dokázali to stopovacie skúšky fluoresceinom a rádioizotopmi.

Veľmi krátky prechod zrážkových vôd horninovým prostredím oslabuje, obmedzuje a v niektorých prípadoch úplne vylučuje samočistiace pochody predovšetkým krasových vôd plytkého obehu.

Zásady ochrany podzemných vôd určuje medziným aj charakter povrchu jednotlivých hydrogeologických štruktúr.

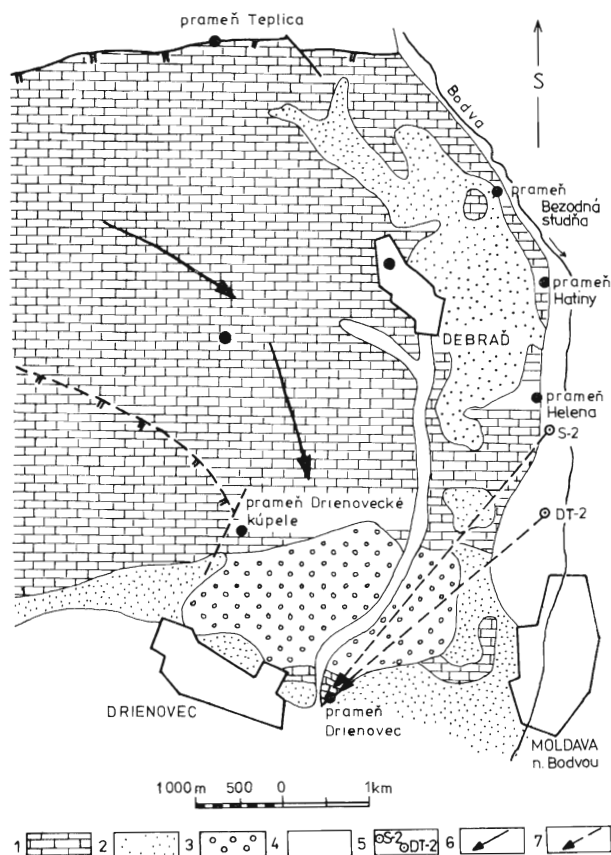
Z podmienok prúdenia krasových vôd horninovým prostredím vyplýva nutnosť chrániť celú plochu územia, tvorenú karbonatickými horninami. Táto plocha predstavuje spravidla pásmo hygienickej ochrany II. stupňa (ďalej len PHO). Je účelné odtoky a odbery krasových vôd z jednej hydrogeologickej štruktúry chrániť jedným spoločným PHO II. stupňa.

Napr. v hydrogeologickej štruktúre Horného Vrchu sa spoločným PHO II. stupňa navrhuje chrániť skupinu prameňov na protilahlých stranách štruktúry. Sú to pramene v Krásnohorskej Dlhej Lúke s význačným prameňom Buzgó, pramene vo Vápennej doline a Eveteš v Hrušove, prameň Veľká hlava v Hrhove a Žigard v Dvorníkoch (Orvan et al., 1986).

V hydrogeologickej štruktúre Plešivskej planiny spoločné PHO II. stupňa chráni pramene Brzotínska vyvieračka, Vidová, prameň v SMZ a pramene Zúgó v Kunovej Teplici, v hydrogeologickej štruktúre Veľkej skaly sú spoločne chránené pramene Vár forrás (Hradná vyvieračka), prameň pod Veľkou skalou, exploatovaný vrtom R-8, pramene Pis-trang a Biela vyvieračka.

V hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúre vytvárajú spoločné, obehom vody prepojené zvodnené prostredie karbonáty Jasovskej planiny, riečne náplavy Bodvy a karbonáty v ich podloží. Do PHO II. stupňa je navrhované nielen územie Jasovskej planiny, ale aj celá plocha územia s rozšírením riečnych náplavov Bodvy medzi Jasovom a Moldavou nad Bodvou. Spoločne sa tu chránia pramene Teplica v Jasove, Hatiny I a Hatiny II (Bezodná studňa) v doline Bodvy, odbery zo studní v riečnych náplavoch Bodvy v oblasti Hatín, prameň sv. Jána v Dobradi, prameň v Drienovských kúpeľoch a najdôležitejší prameň v štruktúre – Drienovec (obr. 4). Súčasne sa chránia aj odbery z vápencov v podloží riečnych náplavov v doline Bodvy (Orvan et al., 1985).

Zvlášť dôležitá je ochrana údolnej nivy Bodvy v priestore Hatiny–Moldava. Prúd podzemnej vody pretekajúci riečnymi náplavami má podstatný vplyv na dotáciu prameňa Drienovec, čo jedno-



Obr. 4. Schéma východnej časti hačavsko-jasovskej štruktúry. 1 – karbonáty stredného triasu, 2 – íly, piesky, štrky – neogén, 3 – zlepenec – neogén, 4 – alúvium, 5 – vrtý v riečnych náplavoch (značkovacie objekty), 6 – smer prúdenia podzemných vôd, 7 – infiltrácia z riečnych náplavov.

Fig. 4. Scheme of the eastern part of the Hačava-Jasov structure. 1 – Middle Triassic carbonates, 2 – Neogene clays, sands and gravels, 3 – Neogene conglomerates, 4 – alluvium, 5 – boreholes in alluvium (marking objects), 6 – direction of groundwater flow, 7 – infiltration from alluvium.

značne preukázala stopovacia skúška rádioizotopom chrómu. Množstvo podzemnej vody, infiltrované v riečnych náplavov cez karbonatický masív do prameňa v Drienovci, závisí od výšky hladiny podzemnej vody v nich a predstavuje 1/3 až 1/2 celkového podielu vôd, ktorými disponuje tento prameň.

V súvislosti s odberom povrchovej vody z Bodvy a jej prítokov v oblasti Medzeva bude potrebné dôsledne sledovať celkový režim povrchových a podzemných vôd. Prípadný nesúlad, ktorý by vznikol nadmerným odberom povrchových vôd v období miním, môže mať za následok pokles prietoku podzemných vôd náplavami, čo by sa odrazilo znížením výdatnosti celého radu využívaných vodných zdrojov medzi Jasovom, Hatinami a Drienovcom.

Napr. na vodočernom profile Medzev v roku 1984 hodnota 300-denného prietoku bola iba 120 l.s^{-1} , v roku 1987 len 90 l.s^{-1} .

Špecifická je ochrana krasovo-puklinových vôd hlbšieho obehu odoberaných vrtmi z karbonátov pod terciárnou výplňou riečnych dolín pre rožňavský skupinový vodovod. Tieto vody sa formujú zo zrážok spadnutých na plochu jednotlivých hydrogeologických štruktúr, ktorá je už navrhnutá na ochranu. Hoci exploatačné vrtý sú na poľnohospodárskej pôde v riečnych dolinách, neogénna bariéra pod kvartérom nevyžaduje vymedziť zvláštne PHO II. stupňa okolo vrtov v údolnej nive Slanej a ďalších dolín, a tým aj potrebu ďalšieho záberu pôdy.

Charakter povrchu jednotlivých hydrogeologických štruktúr Slovenského krasu predurčuje aj ďalšie zásady ochrany podzemných vôd. Poľnohospodársku činnosť treba usmerniť tak, aby sa zachovala rovnováha medzi prírodnými samočistiacimi pochodmi v pôde. Akékoľvek narušenie vegetačného krytu alebo iné zásahy do pôdy pri snahe o zintenzívnenie poľnohospodárskej činnosti a rekultivácie môžu hrubo narušiť schopnosť krycej vrstvy udržať v sebe rôzne znečisťujúce látky a spôsobiť, že pri intenzívnych prívalových zrážkach sa môže pôda splavovať do priepastí, ponorov a iných krasových dutín, a tým sa zakalí využívaná voda.

Nebezpečenstvom pre podzemné vody sú priepasti, do ktorých možno nekontrolovane vhadzovať akékoľvek znečisťujúce látky. Príkladom môže byť znečistenie priepasti Malá Žomboj v štruktúre Veľkej skaly organickými jedmi, pričom stopovacie skúšky zistili súvislosť zrážok spadnutých v tejto časti štruktúry s celým radom využívaných prameňov. Významnejšie priepasti treba oplotiť, čím sa zároveň zabráni pádu zveri, čo môže byť tiež dlhodobým zdrojom znečistenia podzemných vôd.

Na povrchu planín treba zakázať vytvárať rôzne skládky agrochemikálií vrátane prázdnych obalov, pri ťažbe dreva treba vo zvýšenej miere dbať, aby sa zamedzilo vzniku ropných látok do horninového prostredia.

Pri ochrane povrchu údolnej nivy Bodvy treba zamedziť vsiaknutiu znečistenia v areáli niektorých priemyselných a poľnohospodárskych závodov a z osídlenia.

Vodárenské využívanie podzemných vôd Slovenského krasu sa bude zvyšovať. Bude to zväčšovať rozpory medzi záujmami vodohospodárov a poľnohospodárov, ktoré bude dôležité zladit.

Aby ochrana podzemných vôd bola čo najracionálnejšia, treba naďalej spresňovať poznatky o obehu podzemných vôd a zamerať sa predovšetkým na overovanie tektonicky porušených zón a následného skrasovatenia a vzájomných komunikácií podzemných vôd medzi rôznymi útvarmi.

Do rozporu so záujmami využívať vodné zdroje otekajúce z jaskynných priestorov sa môžu dostať záujmy speleológov. Tu treba konštatovať, že vyu-

žvanie podzemných vôd niektorých lokalít bude mať sezónny ráz, vymedzený najčastejšie obdobím september – február, teda pri celkovom deficite podzemných vôd. Na speleologický výskum v takýchto prípadoch môže ostať obdobie, keď sa neodoberá podzemná voda, má však nevýhodu vyšších prietokov.

Pri exploatovaní krasových vôd plytkého obehu na lokalitách s kombinovaným odtokom pomocou čerpania z vrtov sa dočasne stratí preliv pramennej zložky. Aby sa nenarušila vegetácia a ďalšie biologické hodnoty v ich okolí v oblasti prameňov tohto typu, treba určité minimálne množstvo krasových vôd nechať na prírodný odtok.

Poznanie zákonitostí obehu podzemných vôd Slovenského krasu umožňuje ich racionálne využívať a chrániť pri súčasnom zabezpečení ochrany životného prostredia.

Literatúra

Bystrický, J. 1964: Stratigrafia a Dasyeladacae mezozoika Slovenského krasu. Slov. Kras. Ústredný ústav geologický Bratislava.

- Frankovič, J. 1968: Hatiny – Včeláre, predbežný hydrogeologický prieskum. *Manuskript – IGHP Košice*.
- Gazda, S. 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. *Hydrogeol. Roč. 1970–1971. ÚGI Brno*.
- Mello, J. 1979: Meliatská séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.*, 72, 61–76.
- Mello, J., Mock, R., Planderová, E., Gaál, L. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 55–81.
- Orvan, J. 1974: Hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra, predbežný hydrogeologický prieskum. *Manuskript – IGHP Žilina*.
- Orvan, J. 1979: Hydrogeologické pomery krasovej vyvieracky Buzgó v Bohúňove. *Slov. Kras*. 17, 77–84.
- Orvan, J. 1979: Slavec, hydrogeologický prieskum. *Manuskript – IGHP Košice*.
- Orvan, J. 1980: Nový prístup k využívaniu podzemných vôd Slovenského krasu. *Mineralia slov.*, 12, 323–330.
- Orvan, J., Tyleček, B. 1981: Rožňava–Plešivec, predbežný hydrogeologický prieskum. *Manuskript – IGHP Žilina*.
- Orvan, J., Vráblová, M., Nešvara, J., Bláha, L. 1985: Drienovec-Turňa – hydrogeologický prieskum pre návrh pásiem hygienickej ochrany 2. stupňa – 2. etapa. *Manuskript – IGHP Žilina*.
- Orvan, J., Vráblová, M. 1986: Rožňava-Horný Vrch, predbežný hydrogeologický prieskum. *Manuskript – IGHP Žilina*.
- Šuba, J. et al. 1973: Slovenský kras a Turnianska kotlina, vyhľadávaci hydrogeol. prieskum. *Manuskript – IGHP Žilina*.

Groundwaters of Slovakian karst and possibilities of their use

The article summarizes the latest knowledge on the groundwater discharge from the Slovakian karst, the possibility of their rational use and it points out consequently the problem of their protection.

The Middle Triassic limestones are the most important water-bearing environment, dolomites are less significant. The Lower Triassic clayey shales form impermeable basement. Only those covering sediments are significant, which are permeable for karst waters (alluvia, slope debris), or which form a barrier for them (the Pliocene filling of river valleys).

Underground waters of the Slovakian Karst are formed mainly from infiltrated rainfall. Tectonic disturbance of carbonates, subsequent extent of karstification and the position of the boundary between the Middle Triassic carbonates and the barrier of the underlying Lower Triassic shales as to the local erosion level, influence their regimen in rock massif.

The flow of underground waters is differentiated into waters, flowing off the local erosion level and waters with deeper circulation in the areas, where synclinal structure had caused the deeper localization of the Middle Triassic carbonates. Waters with shallow circulation represent only their excess flow from a uniform basin, which is formed, in the whole thickness, by water-bearing carbonates. They flow off the cave systems and they are noted for large oscillation.

Karst waters, which did not flow off on the local erosion level, or closely below it (latently in alluvium), mainly through karst paths, form fissure-karst circulation in the whole carbonate massif, from the zone of intensive karstification up to its shale basement (Fig. 2). Tectonically disturbed zones in the whole extent of carbonates form preferred paths here.

Up to, now calculated and approved economic groundwater reserves, with shallow circulation, flowing off in form of springs on the periphery of hydrogeological structures and from pumping tests in boreholes, in which waters with shallow circulation were caught. There is, for example, 74.1 l.s⁻¹ in the Veľká skala hydrogeological structure, 61.6 l.s⁻¹ in the Plešivská planina hydrogeological structure, 49.7 l.s⁻¹ in the Koniar hydrogeological structure and 11.0 l.s⁻¹ in the Ardov hydrogeological structure respectively. This is only a small part of natural resources, which are 505 l.s⁻¹ in the Plešivská planina structure, 349.1 l.s⁻¹ in the Veľká skala structure, 178 l.s⁻¹ in the Ardov structure and 264 l.s⁻¹ in the Koniar structure (Šuba, 1973).

Karst-fissure waters with deep circulation represent significant increase of economic groundwater reserves. It is possible to obtain them by drilling in synclinal structures, as a rule, under the Neogene filling of river valleys, on longitudinally or transversally oriented tectonic zones.

The Middle Triassic limestones of the Silica nappe, 380–470 m thick, are present in the syncline structure between Brzotín and Gombasek, under the Pliocene filling 50–140 m thick. Water with yield of 134 l.s⁻¹ has been verified here by the group of boreholes R–12, R–12A, R–12C, R–12D with experimental running pumping tests. Yields of some boreholes reached up to 43 l.s⁻¹. Karst-fissure waters with deep circulation, obtained by boreholes from carbonates under the Pliocene filling of river valleys, have relatively constant yield in extremely dry periods without precipitation.

Favourable results, obtained by boreholes in the area of carbonate syncline near Slavec have stimulated prospecting of karst-fissure underground waters with deep

circulation in other areas of Slovakian karst.

The protection of underground waters with deep circulation used by boreholes, has certain specific features. Although exploiting boreholes are situated in river valleys on agricultural land, the presence of the Pliocene bar-

rier under the Quaternary has excluded the need of special protection zone of potable water of the 2nd grade around them, and thus it is excluded the need of occupation of agricultural land. It is necessary to protect only the surface of carbonate structures.

K vývoju náplavových kužeľov Delne a Šebastovky v severnej časti Košickej kotliny

JURAJ JANOČKO

Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 4. 1. 1990, revidovaná verzia doručená 4. 4. 1990)

Alluvial fans of the Delňa and Šebastovka brooks in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia)

The most frequent genetic type of Quarternary sediments in the northern part of the Košická kotlina basin is represented by proluvial sediments composing the alluvial fans of the Delňa and Šebastovka brooks dredging the Slanské vrchy Mts. These sediments have Middle Pleistocene to Holocene stratigraphic age. The original sedimentary environment was that of braided rivers and sedimentation mainly concentrated to the termination of glacials. Relations with the axial river network were influenced by general elevation of the area in question as well as by climatic changes during the Pleistocene.

Severnú časť Košickej kotliny predstavuje mierne zvlnený reliéf Toryskej pahorkatiny, rozčlenený dolinami Torysy, Sekčova a Olšavy. Študované územie tvoria sedimenty neogénu, kvartéru a vulkanity Slanských vrchov. Neogénne sedimenty severnej časti Košickej kotliny, ktoré patria v zmysle delenia Vassa (1981) k hlavnej molase v rozpätí egenburg – sarmat, sú vyvinuté prevažne v pelitickom, menej v detritickom vývoji. Pelitický vývoj prevláda v súvrstviach zaraďovaných do egenburgu, karpátu, spodného a stredného bádenu. V súvrstviach vrchného bádenu a sarmatu stúpa podiel detritických sedimentov.

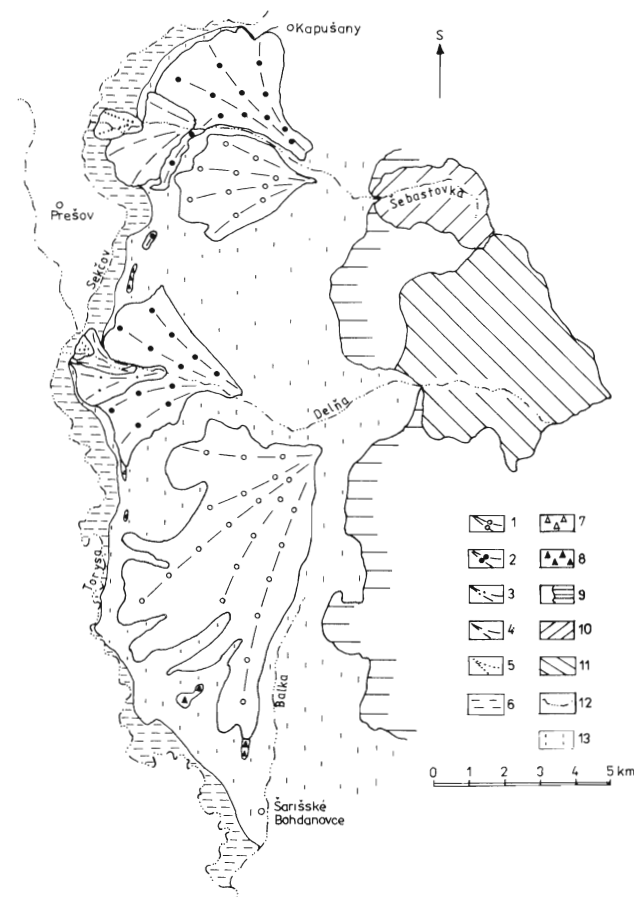
V študovanej oblasti z vulkanitov Slanských vrchov prevládajú andezitové vulkány a stratovulkány, produkty kyslého ryolitového vulkanizmu sú zastúpené v menších objemoch (Kaličiak et al., 1988).

Kvartérne sedimenty sú reprezentované predovšetkým fluvialnými a proluviálnymi sedimentami a svahovinami. Fluvialne sedimenty sa zachovali v dolinách väčších riek. Budujú súčasnú dnovú výplň dolín a terasové stupne, tvoriace morfológický prechod medzi rovinným územím nív a kotlinovou pahorkatinou. Proluviálne sedimenty vytvárajú rozsiahle náplavové kužeľe, ktorých vznik bol podmienený reliéfom územia, tektonikou a klímou. Zvetrávacie procesy, intenzívne prebiehajúce najmä v pleistocéne, spôsobovali dezintegráciu podložia, produkty ktorej boli premiestňované rôznymi svahovými procesmi za vytvárania rôznych typov svahových sedimentov.

Náplavové kužeľe boli oddávna predmetom záujmu geológov a geomorfológov. Tento záujem sa sústreďoval predovšetkým do oblastí s ich najväčším výskytom – do aridných a semiaridných oblas-

tí a oblastí sedimentačných bazénov tektonicky oddelených od priľahlých pohorí. Poznanie ich stavby poskytuje nielen údaje na ich stratigrafické začlenenie, ale aj možnosti ich využitia ako zdroja nerastných, či už nerudných (piesok, štrk, hliny, rašelina, uhlie) alebo rudných surovín (rozsypy viazané na náplavové kužeľe). Okrem toho sú veľmi nádejné z hľadiska zásob podzemných vôd. Dôležité je aj ich poznanie z hľadiska inžinierskej geológie. Prehľad doterajších prác z tejto oblasti podáva Janočko (1988). Z novších prác venovaných tejto problematike treba spomenúť aspoň prácu Baňackého (1986), Czudeka et al. (1985), Vaškovského (1977), Harčára a Novodomca (1982).

Z množstva kužeľov, ktoré lemujú úpätie Slanských vrchov, sme na štúdium vybrali kužeľe potokov Delňa a Šebastovka, ktoré siahajú od okraja Slanských vrchov až do doliny Torysy a Sekčova (obr. 1). Tento výber bol podmienený jednak zložením materiálu kužeľov, ktorým sa výrazne líšia od fluvialného materiálu Torysy a Sekčova, jednak tým, že kužeľe týchto potokov vytvárajú viac výrazných segmentov, čo umožňuje dôkladné geomorfológické štúdium. Problematike týchto náplavových kužeľov sa doteraz venovala len malá pozornosť. V roku 1957 Leško opísal tri generácie kužeľov Šebastovky, ktoré stratigraficky bližšie nezaraďuje. Pristaš (in Vass, 1982) podáva morfológickú a geologickú charakteristiku kužeľov Delne a Šebastovky, ktoré stratigraficky zaraďuje do najstaršieho pleistocénu až holocénu. Harčár a Novodomec (1982) vyčleňujú v študovanom území nízky, stredný a vysoký kužeľ Delne a dva náplavové kužeľe Šebastovky, pričom ich bližšie stratigraficky nezaraďujú.



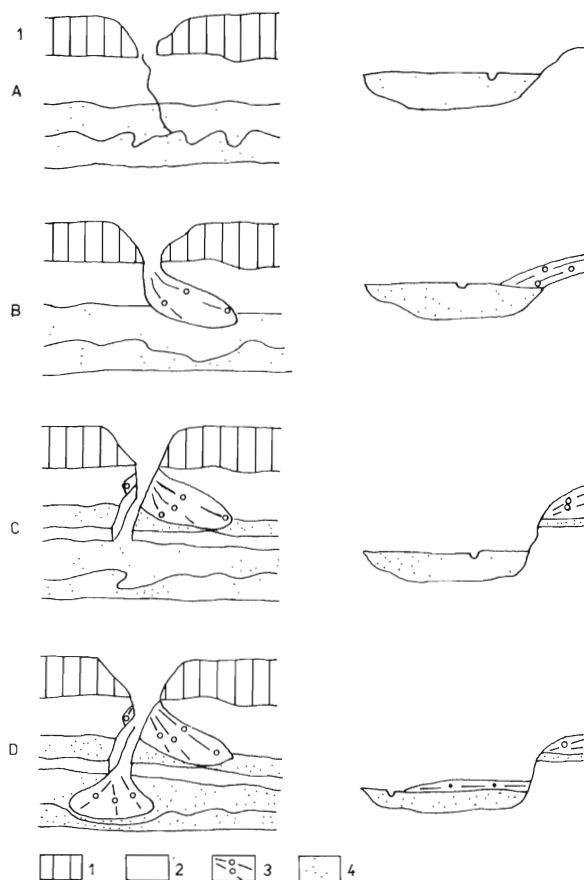
Obr. 1. Situovanie náplavových kužeľov Delne a Šebastovky a fluviálnych sedimentov Torysy a Hornádu. 1 – mindel, 2 – starší ris, 3 – mladší ris, 4 – würm, 5 – holocén, 6 – fluviálne sedimenty – holocén, 7 – fluviálne sedimenty – starší ris, 8 – fluviálne sedimenty – mindel, 9 – vulkanity Slanských vrchov, 10 – zdrojová oblasť kužeľov Šebastovky, 11 – zdrojová oblasť kužeľov Delne, 12 – toky, 13 – sedimenty neogénu a ostatné genetické typy kvartéru ako celku.

Fig. 1. Sketch map of alluvial fans of the Delňa and Šebastovka brooks and fluvial sediments of the Torysa and Hornád rivers. 1 – Mindel, 2 – Early Riss, 3 – Late Riss, 4 – Wurm, 5 – Holocene, 6 – fluvial sediment, Holocene, 7 – fluvial sediment, Early Riss, 8 – fluvial sediment, Mindel, 9 – volcanite of the Slanské vrchy Mts., 10 – source area of the Šebastovka fan, 11 – source area of the Delňa fan, 12 – stream, 13 – sediments of Neogene age and other genetic types of Quaternary sediments, undifferentiated.

Náhla zmena spádovej krivky potokov Delňa a Šebastovka, vytekajúcich zo Slanských vrchov, spôsobila stratu ich transportačnej schopnosti a ukladanie neseného materiálu v tvare obrovských kužeľov. Na základe fosílnych pôd vyvinutých v nadloží týchto sedimentov (M/R a R/W pôda vyvinutá v sprašovitých hlinách v nadloží proluviálnych sedimentov morfologicky najvyššieho kužeľa Delne), korelácie proluviálnych sedimentov a fluviálnych sedimentov Torysy a Sekčova (relatívne výšky päty kužeľov možno korelovať s výškou terasových stupňov týchto tokov) a na základe zvetranosti materiálu a morfologických

kritérií bolo možné stratigraficky zaradiť jednotlivé generácie kužeľov do mindelu, staršieho a mladšieho risu, würmu a holocénu (obr. 1).

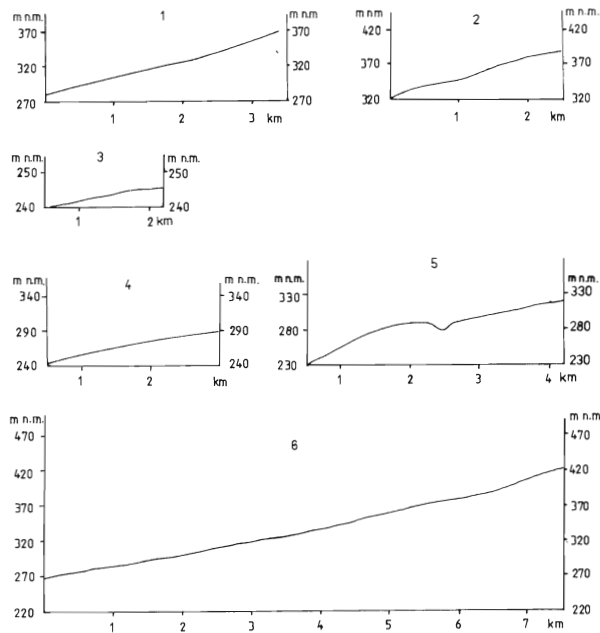
Náplavové kužele sa môžu vytvárať pri vhodnom reliéfe, za vhodných podmienok zdrojovej oblasti a pri vhodnom hydrologickom režime. Podľa Leedera (1982) náplavové kužele môžu vznikáť len po prekročení tzv. geomorfologického prahu, t. j. pri dostatočnom množstve zvetranín v zdrojovej oblasti a za vhodných hydrologických podmienok. Študovaná oblasť patrila v pleistocéne do periglaciálnej zóny, kde k intenzívnemu mrazovému zvetrávaniu dochádzalo predovšetkým v období glaciálov. Čo sa týka času potrebného na tvorbu dostatočného množstva zvetranín v zdrojovej oblasti, možno predpokladať, že vhodné podmienky na prekročenie geomorfologického prahu mohli nastať ku koncu jednotlivých glaciálov, resp. štádiálov. Tomuto predpokladu by zodpovedal aj



Obr. 2. Schematický vývoj 2 generácií náplavových kužeľov Delne a Šebastovky a ich vzťah k fluviálnym sedimentom Torysy a Sekčova. 1 – vulkanity Slanských vrchov, 2 – sedimentárny neogén Košickej kotliny, 3 – sedimenty náplavových kužeľov, 4 – fluviálne sedimenty.

Fig. 2. Schematic evolution of two generations in alluvial fans of Delňa and Šebastovka brooks and their relation with fluvial sediments of the Torysa and Sekčov rivers. 1 – volcanite of the Slanské vrchy Mts., 2 – sediment of the Košice Basin, Neogene, 3 – sediments of alluvial fans, 4 – fluvial sediment.

vzťah prolúviálnych sedimentov a fluviálnych sedimentov Torisy a Sekčova (obr. 2).



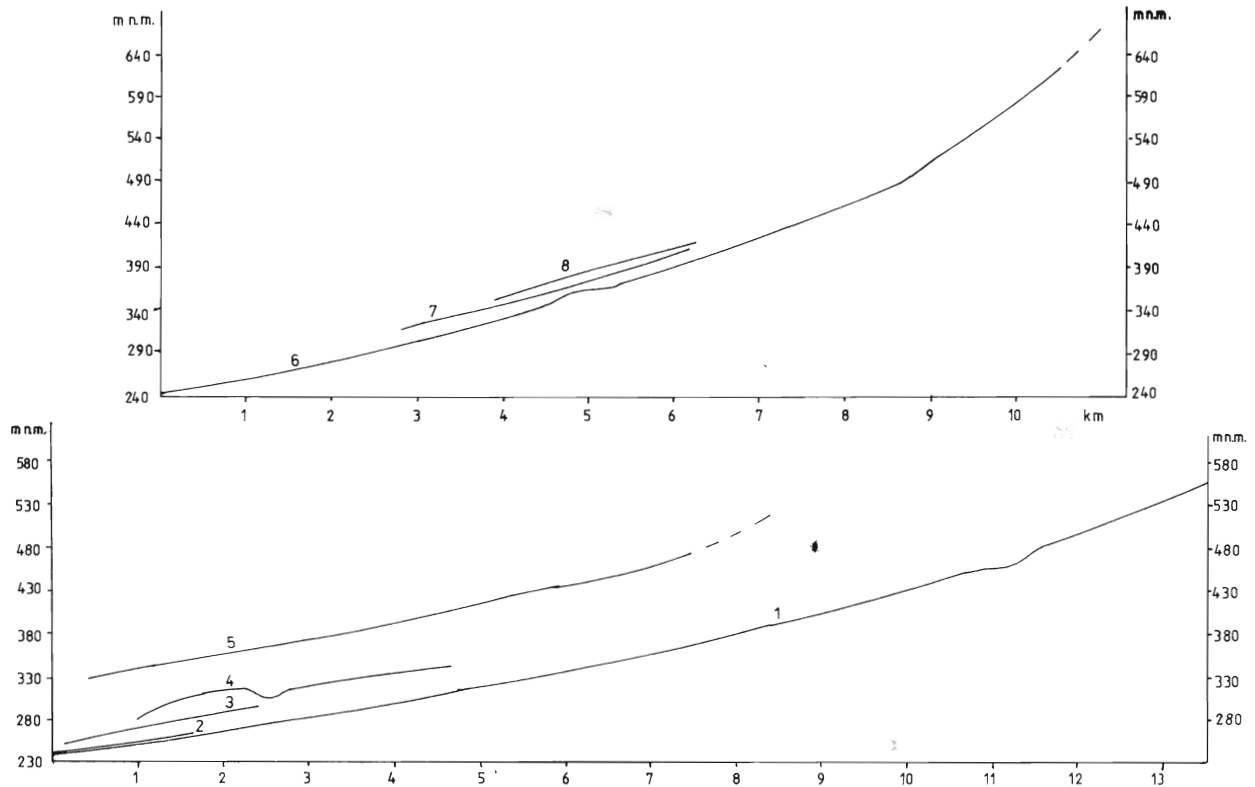
Morfologická charakteristika kuželov

Kužel Šebastovky je situovaný na SV, kužel Delne na JV od Prešova (obr. 1). Pretože vznik morfológicky výrazne odlišiteľných segmentov bol viazaný na jednotlivé glaciály, resp. ich štádiály, možno hovoriť o jednotlivých generáciách náplavových kuželov. Stavba kuželov od staršieho risu je teleskopická (vložené náplavové kužele), vo vrchných častiach sú kužele trenčované, mladší kužel sa vytváral pri spodnom okraji staršieho.

Radiálny profil kužela odráža jeho depozičný vývoj, ktorý čiastočne kontrolujú erózne a tektonické zmeny v jeho zdrojovej oblasti (Bull, 1963). Študované kužele na rozdiel od mnohých opisovaných (Bull, 1964; Beaty, 1963; Denny, 1967; Hooke, 1967 a i.) majú mierne konkávny tvar (obr. 3).

◀ Obr. 3. Radiálny profil kuželov Delne a Šebastovky. 1 – starorisský kužel Šebastovky, 2 – mindelský kužel Šebastovky, 3 – wurmský kužel Delne, 4 – mladorisský kužel Delne, 5 – starorisský kužel Delne, 6 – mindelský kužel Delne.

Fig. 3. Radial profile of the Delňa and Šebastovka fans. 1 – Early Rissian fan of Šebastovka brook, 2 – Mindelian fan of Šebastovka brook, 3 – Wurmian fan of Delňa brook, 4 – Late Rissian fan of Delňa brook, 5 – Early Rissian fan of Delňa brook, 6 – Mindelian fan of Delňa brook.



Obr. 4. Vzťah sklonu spádovej krivky tokov Delne a Šebastovky ku sklonu povrchu ich kuželov. 1 – spádová krivka toku Delne, 2, 3, 4, 5 – sklon povrchu náplavových kuželov Delne (2 – wurmský, 3 – mladorisský, 4 – starorisský, 5 – mindelský), 6 – spádová krivka toku Šebastovky, 7, 8 – sklon povrchu náplavových kuželov Šebastovky (7 – starorisský, 8 – mindelský).

Fig. 4. Relations between the slope curve of the Delňa and Šebastovka brooks and the slope of their fans. 1 – slope curve of the Delňa stream, 2, 3, 4, 5 – surface slopes of the Delňa alluvial fans (2 – Wurmian, 3 – Late Rissian, 4 – Early Rissian, 5 – Mindelian), 6 – surface curve of the Šebastovka stream, 7, 8 – surface slopes of the Šebastovka alluvial fans (7 – Early Rissian, 8 – Mindelian).

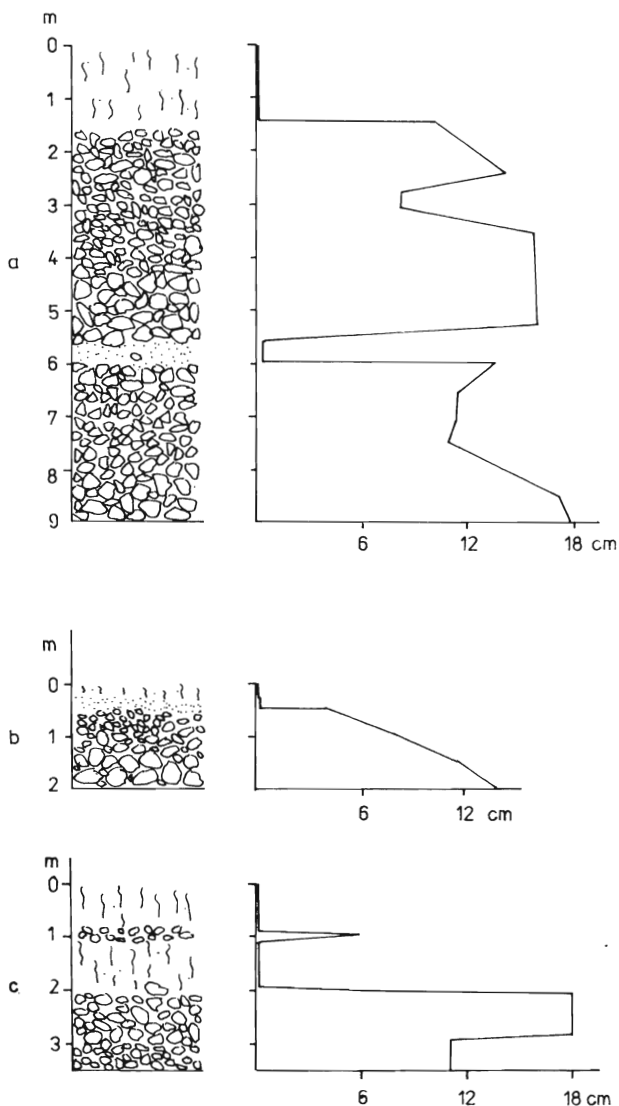
Pri väčšom prevýšení radiálneho profilu vidno aj na jednotlivých kuželloch určité „zlomy“ na svahu, ktoré môžu indikovať novú epizódu sedimentácie, ale môžu byť taktiež spôsobené len pokryvom nadložných hĺn alebo postsedimentárnou tektonikou (Janočko, 1988). Uhol sklonu povrchu jednotlivých kuželov je veľmi malý, pohybuje sa v rozmedzí hodnôt $1,9^\circ$ (mindelský kužel Šebastovky) až $0,58^\circ$ (würmský kužel Delne). Vzťah sklonu spádovej krivky Delne a Šebastovky a sklonu povrchu ich jednotlivých kuželov vidíme na obr. 4. Sklon spádovej krivky toku tesne nad vrcholom kužela a sklon povrchu kužela v tejto časti by sa mali zhodovať. Ak platí toto tvrdenie, vidíme, akou zmenou prešla spádová krivka Delne od počiatku vývoja najstaršieho kužela. Konvexný povrch kužela indikuje podľa Bulla (1964) zdvih zdrojovej oblasti, počas ktorého gradient rieky rastie a svah kužela sa postupne stáva strmším. Povrchy kuželov Delne a Šebastovky majú konkávny tvar, čo indikuje stabilitu vzťahu kužel – zdrojová oblasť počas sedimentácie prolúvií.

Kužele Šebastovky majú plochu $19,37 \text{ km}^2$, ich zdrojová oblasť $5,41 \text{ km}^2$. Pomer plochy zdrojovej oblasti ($21,28 \text{ km}^2$) a Delne ($37,52 \text{ km}^2$) ku ploche jej kuželov je $0,56$.

Staršie kužele sú porušované úvalinami, plytkými potokmi, ktoré na nich pramenia a tvoria drobné náplavové kužele v súčasnej nive Torysy a Sekčova. Tieto kužele sú počas vyššieho vodného stavu riek sčasti erodované.

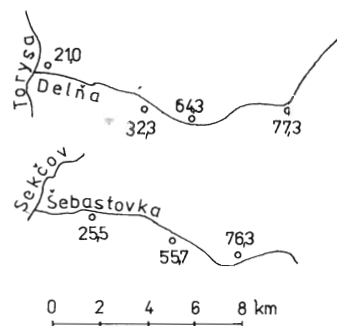
Geologická stavba prolúviálnych sedimentov

Petrografické zloženie materiálu tvoriaceho náplavové kužele Delne a Šebastovky je rovnaké, reprezentované predovšetkým obliakmi andezitov (pyroxenických a amfibolických), menej ryolitov, tufov, veľmi ojedinele obličkami kremeňa pochádzajúceho z epiklastík a sedimentárneho neogénu. V zložení ťažkých minerálov vyseparovaných z medzernej hmoty obliakov prevládajú amfiboly, magnetit, ilmenit, limonit, hyperstén a živce. Podľa zrnitosti sú to polymodálne štrky, predstavujúce zmes frakcie stredných a hrubých obliakov i frakcie balvanov. Ich medzernú hmotu tvorí veľmi zle vytriedený stredno- až hrubozrnný piesok ($\mu_z = -0,12$; $\sigma_z = 3,29$), zriedka drobný štrčík. V takmer celej študovanej oblasti majú podpornú obliakovú štruktúru, čo upozorňuje na ich sedimentáciu vo vodnom prostredí. Báza štrkov je erózna. Z textúr je najčastejšie masívne zvrstvenie, časté je gradačné zvrstvenie, v risskom kuželi Delne bolo pozorované aj pensymetrické zvrstvenie (obr. 5). Ojedinele možno pozorovať polohy štrkov s podpornou štruktúrou matrixu a štrky bez medzernej hmoty. Uvedené textúry poukazujú, že pôvodné sedimentačné prostredie bolo prostredím



Obr. 5. Typy zvrstvenia a zrnitosti pozorované u sedimentov náplavových kuželov Delne (a, b) a Šebastovky (c).

Fig. 5. Bedding types and grain sizes of Delňa (a, b) and Šebastovka (c) alluvial fans deposits.



Obr. 6. Zmena priemernej veľkosti 10 maximálnych obliakov tokov Delňa a Šebastovka v priestore.

Fig. 6. Changes of average sizes of 10 maximal cobbles in space of the Delňa and Šebastovka brooks.

divočiach riek, kde dochádzalo k ukladaniu štrkov predovšetkým v pozdĺžnych baroch. Polohy štrkov bez medzernej hmoty indikujú vysokú energiu prúdenia, keď po prvotnom uložení štrkov nebola možnosť infiltrácie piesku do ich medzerneho priestoru. Vysoká energia prúdenia je jednou z príčin úplne nedostatočnej distribúcie klastov vzhľadom na dĺžku transportu. Na rozdiel od dnovej výplne súčasného toku Delne a Šebastovky, kde veľkosť obliakov zreteľne klesá v závislosti od dĺžky transportu (obr. 6), táto závislosť nie je zreteľná u štrkov kužela. Materiál mindelských kuželov sa od mladších odlišuje stupňom zvetrania štrkov – obliaky sú stredne- až silno zvetrané, niektoré sa rozpadajú v ruke.

Vzťah náplavových kuželov k fluvialným sedimentom Torysy a Sekčova

Vývoj jednotlivých terasových stupňov Torysy a Sekčova, ako aj jednotlivých generácií náplavových kuželov Delne a Šebastovky bol v značnej miere podmienený tektonikou a klimatickými zmenami v pleistocéne. Postupnosť vzniku jednotlivých terasových stupňov a kuželov sa odzrkadľuje aj v ich morfolologickej pozícii, ktorú ovplyvnil vývoj dolín Torysy a Sekčova, ktorých dno predstavovalo úroveň miestnej eróznej bázy. Postupným nerovnomerným zahľbovaním týchto tokov (následkom celkového zdvihu územia a klimatických zmien) sa menila aj miestna erózná báza a dochádzalo k zahľbovaniu tokov Delne a Šebastovky (obr. 2). Keďže pozícia neovulkanitov Slanských vrchov voči Košickej kotline bola v tomto období pomerne stabilná, dochádzalo aj k trenčovaniu starších kuželov a k sedimentácii mladších kuželov na ich vonkajšom okraji, dokladom čoho je ich teleskopická stavba.

Typickým prvkom geologickej stavby Košickej kotliny sú náplavové kužele, ktorých výskyt je častý najmä v zlomovo ohraničených bazénoch. Vývoj náplavových kuželov v Košickej kotline, ktorý pozorovať už v neogéne (fan delty vo vrchnom bá-

dene; Janočko, 1989), prechádza do kvartéru. V kvartéri je podmienený reliéfom územia, klímou a tektonikou. Okrem celkového trendu územia k výzdvihu bol vývoj kuželov ovplyvnený aj blokovanou tektonikou, na čo poukazuje priestorová distribúcia kuželov (asymetrický tvar mindelského kužela Delne), náhla zmena toku Delne pri Kokošovciach (obr. 1), ako aj porušenie vlastných sedimentov kuželov a terasových stupňov Torysy (Janočko, 1988). Na príklade kvartérnych náplavových kuželov Delne a Šebastovky sme poukázali na ich typický vývoj v podhorí Slanských vrchov.

Literatúra

- Baňacký, V. 1986: Zemplínske vrchy – zdroj periglaciálnych prolúvií. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 21, 151–161.
- Beatty, Ch. B. 1963: Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. *Annals of the Assoc. of Amer. Geogr.*, 53, 516–535.
- Bull, W. B. 1964: Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California, USA. *Geol. Survey, Prof. Paper*, 352–E, 89–129.
- Czudek, T., Havlíček, P. a Kovanda, J. 1985: Paleogeograf. význam nápl. kužele JV od Bršíc u Buchlovic. *Čas. Miner. Geol.*, 30, 2, 1985.
- Denny, Ch. S. 1967: Fans and pediments. *Amer. J. Sci.*, 265, 81–105.
- Harčár, J. a Novodomec, R. 1982: Geomorfológia okresu Prešov. *Spravidaj východoslov. odb. Slov. Geogr. Spol. v Prešove*, s. 21.
- Hooke, R. Leeb. 1967: Processes on arid-region alluvial fans. *J. Geol.*, 75, 438–460.
- Janočko, J. 1988: Súčasný trend vo výskume náplavových kuželov. [Praca k aspirantskému minimu.] 50 s.
- Janočko, J. 1989: Sedimentologický výskum hrubodetritických sedimentov klčovského súvrstvia v Prešovskej kotline. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*, 29 s.
- Kaličiak, M. et al. 1988: Vysvetlivky ku geol. mape 1:50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina, sev. časť. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 261 s.
- Leeder, M. R. 1982: Sedimentology – Process and Product. *London, Allen-Unwin*, 528 s.
- Leško, B. 1957: Geológia a geomorfológia územia sev. od Prešova. *Geol. Práce, Zoš.*, 47, 5–32.
- Vass, D. et al. 1982: Geol.-seizmotektonická štúdia – jaderná elektrárň Vých. slov. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Vaškovský, I. 1977: Kvartér Slovenska. *Bratislava, GÚDŠ*, 247 s.

Alluvial fans of the Delňa and Šebastovka brooks in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia)

One of characteristic features in the geological structure of the northern part of Košice Basin are the alluvial fans deposited in Quarternary time under periglacial climatic conditions and owing to changes of the relief along the transition from the Slanské vrchy Mts. into the Košice basin. Typical representatives are the alluvial fans of the Delňa and Šebastovka brooks dredging the Slanské vrchy Mts. into the Torysa and Sekčov valleys (Fig. 1). Their material content, composed of almost exclusively volcanic material, is significantly different from that of

fluvial beds in the Torysa valley composed of polymict gravel. The fans have stratigraphical ages of Middle Pleistocene (Mindel, and Early Late Riss) as well as Late Pleistocene (Wurm) reaching into Holocene.

Single generations of fans obviously developed in terminating glacials what is shown in their relations with the fluvial sediments of the axial river network (Fig. 2). Structures of single fans starting from the Early Riss are telescopic ones with prevailing slight concave shape (Fig. 3). Relations between the extent of surface areas and

the fans itself is 0.56 for the Delňa brook and 0.27 for the Šebastovka one.

Gravels in the fans are a mixture of medium to coarse grained cobbles and boulder fractions with clast supported texture deposited, most frequently, into massive beds or frequent graded bedding (Fig. 5). The sedimentary textures point to the original sedimentary environment of braided rivers. The rare gravel beds are devoid of cement indicating so high energy of streams what is

one of reasons for poor distribution of clasts in respect of transport distances. This is evident in the bottom sediments both of the Delňa and Šebastovka brooks (Fig. 6).

The weathering grade of gravels is various for single generations of fan sediments. Relations between the fans and fluvial terraces of the Torysa river are the result of uneven incision of the Torysa river due to the general uplift of the area in question and owing to climatic changes.

Dawsonit z vrchnokriedových slieňovcov vo vrte Soblahov

PAVEL UHER, JOZEF MICHALÍK

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 15. 1. 1990, revidovaná verzia doručená 22. 2. 1990)

Dawsonite from Upper Cretaceous marlites in the Soblahov borehole (West Slovakia)

Dawsonite $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$ in association with calcite has been ascertained in formation of variegated marlstone of the Upper Cretaceous age in the Soblahov borehole. Dawsonite was identified using X-ray diffraction, electron microprobe analyser, DTA, DTG, TGA. This mineral originated by activity of alkali underground mineral waters enriched with Na^+ and CO_2 (or HCO_3^-) on marlstone (the source of Al and Ca).

Úvod

Vrt SBM-1, lokalizovaný juhovýchodne od Soblahova pri Trenčíne na juhozápadných svahoch Strážovských vrchov (obr. 1), mal dokázať pozíciu manínskej jednotky a jej vzťah k blízkemu tatrckému kryštaliniku. V rokoch 1969–1974 dosiahol hĺbku 1 820 m, pričom prenikol cez nečakane zložito tektonizované komplexy manínskej jednotky a jednotky blízkej tatrckým (?) vývojom známym od Drietomy a Krivosúdu (Maheľ, 1985). Prevrtané šupiny sa skladali zo sekvencie vrchnotriasových až cenomanských sedimentov. Okrem toho v hĺbke 1 314 až 1 346 m vrt zastihol súvrstvie pestrých slieňovcov, v hĺbkach 1 317, 1 328 a 1 338 m, obsahujúcich koňacké až spodnokampánske globotrunkaidné foraminifery (Kullmanová, 1978; Gašpariková, 1980), indikujúce

výraznú úlohu pokriedových tektonických pohybov. Ružové až tehločervené slieňovce z tejto hĺbky sú občas preniknuté prasklinami a vyplnené bielymi kalcitovými žilkami. Pri štúdiu jednej z takýchto žiliek z hĺbky 1 343 m sme zistili prítomnosť bieleho ihličkovitého minerálu. S použitím viacerých identifikačných metód sa podarilo dokázať, že ide o dawsonit – $\text{NaAl}[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$ v asociácii s kalcitom.

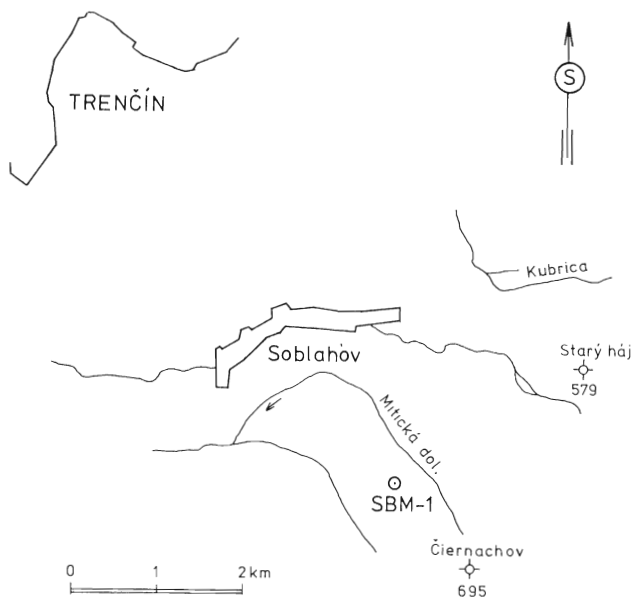
Metódy štúdia

Na identifikáciu dawsonitu sme použili nasledujúce metódy:

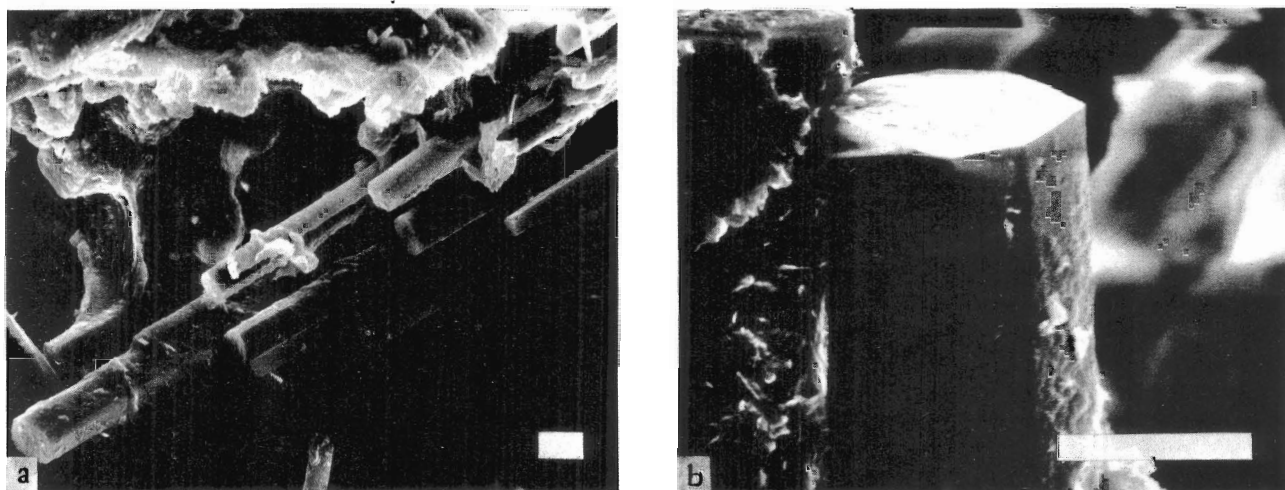
- röntgen-difrakčnú práškovú analýzu na prístroji Philips; Cu-antikatóda, 40 kW, 15 mA, clony 1–0, 1–1,400 imp/s, rýchlosť posunu goniometra $1^\circ/\text{min}$, rozsah meraného $2\theta : 4 - 85^\circ$, analytik Toman, Geologický ústav SAV Bratislava;
- diferenčnú termickú analýzu (DTA), termogravimetrickú analýzu (TGA) a diferenčnú termogravimetriu (DTG) na derivatografe Q 1500 D firmy MOM – navážka 100 mg, teplotný interval $20-1\,000^\circ\text{C}$; analyzovala Kubranová, Ústav anorganickej chémie SAV Bratislava;
- kvantitatívnu elektrónovú mikroanalýzu na prístroji Edax PV 9100 firmy Philips – urýchľovacie napätie 15 kV, priemer lúča $3\,\mu\text{m}$, korekcia ZAF, analyzoval Šiman, Centrálné laboratórium elektrónovej mikroskopy GÚŠ Bratislava;
- pozorovanie pod elektrónovým rastrovacím mikroskopom (SEM), typ Tesla BS 300, urýchľovacie napätie 26 kV; obsluha Holický, GÚ SAV Bratislava.

Výsledky štúdia

Dawsonit sa nachádza v nepravidelných dutinách a trhlinách v slieňovci, ktoré sú rôzne orientované naprieč vrstevnatosti horniny. Vyskytuje sa v podobe typických radiálne lúčovitých až plstnatých sférických agregátov s priemerom zväčša 1–3 mm. Agregáty majú na čerstvom lome bielu farbu, na povrchu však bývajú sfarbené

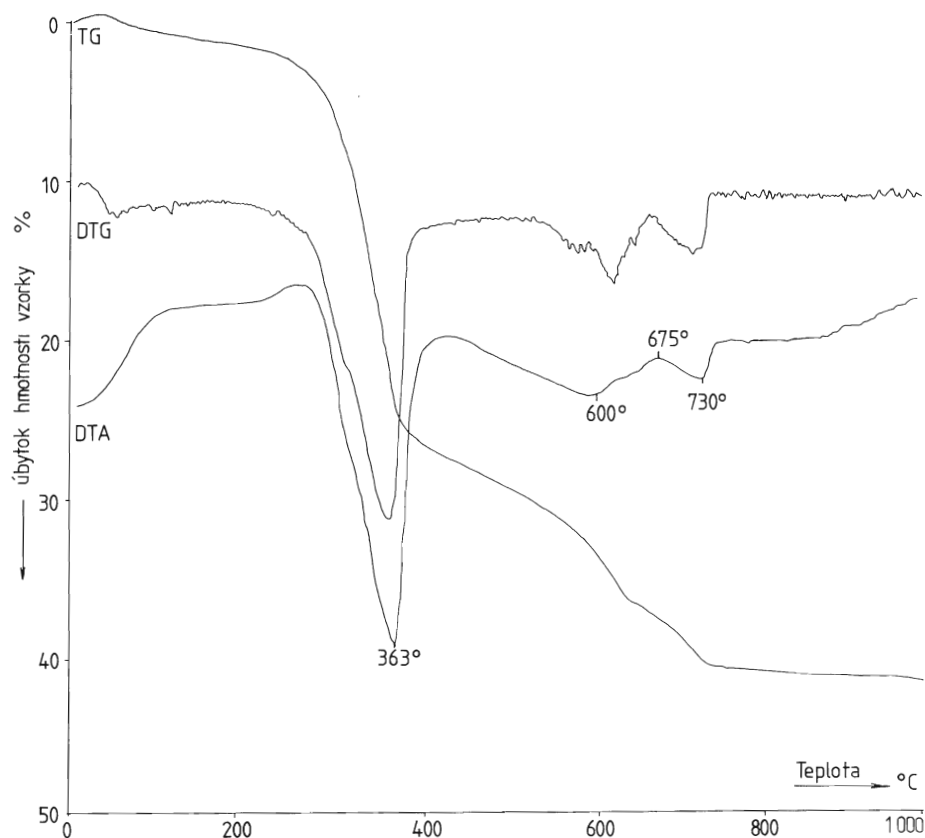


Obr. 1. Lokalizácia vrtu SBM-1 pri Soblahove.
Fig. 1. Localization of the SBM-1 borehole near Soblahov.



Obr. 2. Morfológia kryštálov dawsonitu z vrtu Soblahov. Mierka vyznačuje 10 μm . SEM.

Fig. 2. Morphology of crystals of dawsonite from the Soblahov borehole. The scale marks 10 μm . SEM.



Obr. 3. DTA, DTG a TGA krivky dawsonitu z vrtu Soblahov.

Fig. 3. DTA, DTG and TGA curves of dawsonite from the Soblahov borehole.

né do bžova, niekedy mávajú hodvábný lesk. Tvorí ich veľké množstvo ihličkovitých idiomorfných kryštálov s dĺžkou 0,0X – 1,5 mm a hrúbkou obyčajne 2 – 12 μm s dominujúcimi prizmami, ukončenými bazálnou plochou (obr. 2a, b).

Štruktúrnu identitu s tabuľkovým dawsonitom (Berry,

1974) potvrdila rŕg-difrakčná analýza (tab. 1). Chemické zloženie dawsonitu (tab. 2) sa stanovilo pomocou troch bodových analýz na elektrónovej mikrosonde (Edax – suma oxidov je prepočítaná vždy na 100 %, bez ohľadu na prítomnosť H_2O a CO_2). V analýzach je systematicky znížené Na voči Al (atómový pomer Na : Al je 0,81–

TAB. 1

Rtg-difrakčný záznam dawsonitu z vrtu Soblahov v porovnaní s tabuľkovými hodnotami (Berry, ed., 1974)

X-ray diffraction record of dawsonite from the Soblahov borehole in comparison with table data (Berry edit. 1974)

Dawsonit č. l.	Vrt d _{mer}	Soblahov l _{mer}	Dawsonit a _{tab}	JCPDS I/I ₁	19-1 175 hkl Pozn.
1	5,657	100	5,67 4,94 4,51	100 5 5	110 011
2	3,373	50	3,38	60	200
3	3,308	5	3,31	20	121
4	3,082	15	3,09	20	130
5	3,020	30			kalcit
			2,950	5	031
6	2,903	25			?
7	2,830	5	2,834	5	220
8	2,783	70	2,784	90	211
9	2,600	30	2,601	70	040
10	2,498	10	2,500	40	112
11	2,219	5	2,221	30	231
12	2,146	10	2,151	60	202
13	2,062	5	2,066	20	240, 132
14	1,988	25	1,988	70	150
15	1,948	10	1,949	40	051
16	1,904	5	1,909	5	042
17	1,900	5			
18	1,887	5	1,892	5	330
19	1,868	5			
20	1,825	5	1,836	10	013
21	1,727	10	1,728	70	312
22	1,688	25	1,689	50	400, 251
23	1,657	10	1,656 1,620	60 20	242 152
24	1,605	5	1,607 1,565	10 5	420, 161 332
25	1,543	10	1,542	30	260
26	1,527	5	1,527 1,473	10 30	350 062
27	1,416	5	1,417	10	440
28	1,392	5	1,392	40	004, 422
29	1,351	5	1,350	10	262
30	1,339	5	1,339	50	352

Hodnoty d sú v 10^{-10} m.

TAB. 2

Chemické zloženie dawsonitu z vrtu Soblahov (v hmotn. %)
 Chemical composition of dawsonite from the Soblahov borehole
 (weight %)

	1	2	3	Teor.
SiO ₂	2,14	1,68	1,21	0,00
Al ₂ O ₃	63,94	65,60	66,31	62,18
Na ₂ O	33,92	32,71	32,48	37,82
Suma	100,00	99,99	100,00	100,00
Na : Al	0,87 : 1	0,82 : 1	0,81 : 1	1 : 1

0,87), čo je spôsobené najmä analytickou chýbou prístroja. Zvýšený obsah SiO₂ spôsobujú pravdepodobne nečistoty z okolitej horniny.

Aj DTA, DTG a TGA potvrdili prítomnosť dawsonitu. Na krivke DTA (obr. 3) je charakteristický hlboký endotermický efekt v rozpätí 270 – 420 °C s vrcholom pri $t = 363$ °C, čo zodpovedá kolapsu dawsonitovej štruktúry, pričom z minerálu uniká prakticky všetka H₂O a 2/3 CO₂ (Huggins a Green, 1973). Zvyšok CO₂ postupne uniká do teploty asi 650 °C, jeho prejavom je slabý endotermický efekt na zázname pri cca 600 °C. Nová kryštalická fáza, zodpovedajúca NaAlO₂ sa vytvára pri $t = 670$ – 700 °C (Harris et al., 1971; Huggins a Green, 1973); na našom zázname to zodpovedá slabšiemu exotermickému efektu s vrcholom pri 675 °C. Pre dawsonit je charakteristický aj posledný, bližšie nešpecifikovaný endotermický efekt pri 730 °C (760 °C uvádza Volkova a Reksinskaja, 1973). Na základe hodnoty poklesu TG krivky možno určiť, že počas zahrievania vzorky jej hmotnosť klesla o 41,2 %, čo približne zodpovedá teoretickej sume H₂O + CO₂ v dawsonite (43,07 hmot. %).

V paragenéze s dawsonitom vystupuje kalcit v podobe bezfarebných skalenoedrických kryštálov veľkosti 0,5–2 mm. Kalcit vytvára drúzy narastené buď priamo na hornine, alebo obrastá sférické agregáty dawsonitu. Bol dokázaný röntgenograficky (hlavné línie: 3,022 – 2,274 – 2,084 – 1,905 – 1,870). Kalcitové žilky v pestrých slieňovcoch z hĺbky 1 317,0 – 1 346,0 m uvádza aj Kullmanová (1978).

Diskusia

Genéza dawsonitu je v prírode spätá s viacerými geologickými procesmi. Tento minerál vzniká napr. pri procesoch hydrotermálnej alterácie niektorých magmatických hornín a ich žilných derivátov na úkor Al-Si minerálov (najčastejšie živcov), príp. základnej hmoty (Stevenson a Stevenson, 1965, 1978; Jambor et al., 1976; Heritsch, 1975 a i.). Vznik dawsonitu môže byť spätý s enargitovo-luzonitovým zrudnením porfýrového typu (ložisko Recsk – Baksa et al., 1975), alebo dokonca so zlato-kremennými žilami (Coveney a Kelly, 1971).

Vo viacerých prípadoch javí dawsonit priestorovú spätosť s nízkotermálnou Hg-Sb-As formáciou. Tak je tomu na lokalitách Nová Kelča, Ladomirov a Dubník, kde sa dawsonit viaže na tektonické zóny s hlbinným založením a je bezprostredným sprievodcom Hg mineralizácie (rumelka, metacinnabarit), najmä vo flyšových horninách (Ďuďa, Križáň, 1979). V analogickej pozícii vystupuje tento minerál aj v oblasti Zakarpatska (Gabinet a Lozynjak, 1975). Taktiež vo verukánskych pieskovočoch na ložisku Špania Dolina sa dawsonit nachádza v asociácii s realgárom, arzenomom a rumelkou (Blaha, 1983).

Inokedy býva dawsonit spätý s procesmi diagenetických premien rôznych typov sedimentov ako produkt premeny Al-Si minerálov (napr. analcímu, klastických živcov, ílových minerálov – Brobst a Tucker, 1973, 1974; Loughnan a See, 1967; Volkova a Reksinskaja, 1973 a i.), môže vznikáť aj v kôrach zvetrávania ílovitých sedimentov (Birina, 1973).

Pre tvorbu dawsonitu je vo všeobecnosti charakteristické alkalické prostredie a režim aktívneho hydrotermálneho pôsobenia fluíd či vodných roztokov s vysokou koncentráciou CO_2 , prípadne cirkuláciou mineralizovaných vôd Na-HCO_3 typu (napr. Corazza et al., 1977; Baksa et al., 1975; Heritsch, 1975). Výsledkom vzájomnej reakcie medzi vhodným horninovým prostredím, obohateným o Al, a týmito mineralizovanými roztokmi či fluidami môže byť práve zásaditý uhličitan Na a Al-dawsonit, často sprevádzaný kalcitom (prostredie so zvýšeným obsahom Ca).

Analogický mechanizmus vzniku predpokladáme aj pre študovaný výskyt dawsonitu v asociácii s kalcitom z vrhu Soblahov, kde mohlo dôjsť ku kryštalizácii oboch minerálov v dôsledku pôsobenia podzemných, zrejme termálnych mineralizovaných alkalických vôd, obohatených Na^+ a CO_2 (resp. HCO_3^-) so senónskymi (koňackými – spodnokampánskymi) slieňovcami – horninami s dostatočným množstvom Al a Ca.

Literatúra

- Baksa, Cs., Bognár, L. a Lovas, Gy. 1975: Occurrence of Dawsonite at Recsk (Mátra Mountains, North-Hungary). *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 19, 281–286.
- Bérry, L. G. (ed.) 1974: Selected powder diffraction data for minerals. *JCPDS, Philadelphia*.
- Birina, L. M. 1973: Davsonit v kore vyvetrivanja porod karbona Belorusii. *Litol. i polezn. iskop.*, 11, 113–117.
- Blaha, M. 1983: Dawsonit a realgár – nové minerály ložiska Špania Dolina. *Mineralia slov.*, 15, 570–572.
- Brobst, D. A. a Tucker, J. D. 1973: X-ray mineralogy of the Parachute Creek member, Green River formation, in the northern Piceance Creek basin, Colorado. *Prof. Paper U. S. Geol. Surv.*, 803, 1–55.
- Brobst, D. A. a Tucker, J. D. 1974: Composition and relation of analcime to diagenetic dawsonite in oil shale and tuff in the Green River Formation, Piceance Creek Basin, northwestern Colorado. *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 2, 35–39.
- Corazza, E., Sobelli, C. a Vannucci, S. 1977: Dawsonite: new mineralogical data. *Neu. Jrb. Mineral. – Mh.*, 9, 381–397.
- Coveney, R. M. a Kelly, W. C. 1971: Dawsonite is a daughter mineral in hydrothermal fluid inclusions. *Contr. Mineral. Petrol.*, 32, 334–342.
- Đuda, R. a Križani, I. 1979: Dawsonit – sprievodný minerál ortufovej mineralizácie na východnom Slovensku. *Mineralia slov.*, 11, 79–86.
- Gabinet, M. P. a Lozynjak, P. J. 1975: Davsonit v karpatskom flše. *Mineral. Sbor. (Lvov)*, 29, 33–35.
- Gašpariková, V. 1980: Doplnenie mikrofauny z pestrých slieňov vo vrte SBM-1 Soblahov. *Geol. Práce, Spr.*, 74, 205–206.
- Harris, L. A., Ernst, W. a Tenny, V. J. 1971: A high-temperature X-ray and thermal analysis study of synthetic dawsonite. *Amer. Miner.*, 56, 1 111–1 113.
- Heritsch, H. 1975: Dawsonit $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})$; als tiefhydrothermales Umwandlungsprodukt einer Ergussgesteinsbrekzie aus einer Tiefbohrung in der Oststeiermark (Österreich). *Neu. Jrb. Mineral. – Mh.*, 360–368.
- Huggins, C. W. a Green, T. E. 1973: Thermal decomposition of Dawsonite. *Amer. Miner.*, 58, 548–550.
- Jambor, J. L., Plant, A. G. a Steacy, H. R. 1976: A dawsonite-bearing silicocarbonate sill from Montreal Island, Quebec. *Paper Geol. Surv. Canada*, 76–1B, 357–362.
- Kullmanová, A. 1978: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov. *Geol. Práce, Spr.*, 71, 157–160.
- Loughnan, F. C. a See, G. T. 1967: Dawsonite in the Greta Coal Measures at Muswellbrook, New South Wales. *Amer. Miner.*, 52, 1 216–1 219.
- Mahef, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *GÚDŠ Bratislava*.
- Stevenson, J. S. a Stevenson, L. S. 1965: The petrology of dawsonite at the type locality, Montreal. *Canad. Mineral.*, 8, 249–252.
- Stevenson, J. S. a Stevenson, L. S. 1978: Contrasting dawsonite occurrences from Mont St. – Bruno, Québec. *Canad. Mineral.*, 16, 471–474.
- Volkova, A. N. a Rekšinskaja, L. G. 1973: Davsonit v Balachonskoj serii Kuzbasa. *Litol. i polezn. iskop.*, 11, 106–113.

Způsobil výbuch Théry zánik minojské civilizace?

FERRY FEDIUK

Přírodovědecká fakulta UK, Albertov 6, 128 43 Praha

(Doručené 14. 6. 1990)

Did the Thera – explosion really destroy the Minoan civilization?

After the explosion of the Indonesian volcano Tambora in 1815, the explosion of the Greek Thera-Santorini around 1500 B. C. with its 150–180 Gt of ejecta is usually taken for the second largest volcanic explosion of the World's historical time. The calculation of the amount of the ejected material may be correct, nevertheless, the assumption that its ejection represented a one-phase momentary blast in the style of the Krakatoa 1883 eruption not. This is evidenced not only by the archaeological facts but also by the multiphase sequence of pyroclastic deposits. Therefore, nor the 100 m high tsunami, sweeping up the coast of the Crete, neither a massif, thick and all life stifling ash fall existed. The so called "Minoan" Thera explosion is rather to be taken for a series of violent as well as minor eruptions taking place during a span of some two hundred years between 1650–1450 B. C. with important but not fatal impact on the East Mediterranean settlement.

Úvod

Ačkoliv výbuch atomové, či dokonce vodíkové bomby je spojen v každém z nás s představou extrémně ničivé síly, lze hodnoty energie uvolněné při těchto jaderných explozích přirovnat k pouhé prskavce ve srovnání s prudkostí a grandiózností největších sopečných katastrof, jež zažilo lidstvo ve své historii. Jednotlivé vulkanické detonace, jež otřásly naší planetou, převyšují svou energetickou intenzitou jaderné výbuchy ne tisíckrát, ne miliónkrát, nýbrž takovými násobky, pro něž už ani slovní formulaci nemáme, a musíme je vyjadřovat číselně několikadesítkovými exponenty.

Jakousi úředně nekodifikovanou, ale přesto neformálně zafixovanou srovnávací jednotkou takových superexplozí je pro většinu lidí, kteří mají o vulkanismu alespoň školní znalosti, intenzita výbuchu sopky Krakatoa v Sundském průlivu u Sumatry. V roce 1883 tu v jediném okamžiku vyletělo do vzduchu téměř 50 miliard tun vulkanického materiálu. A přesto tato gigantická exploze figuruje v tabulkách vulkanických explozí, jež nastaly pouze v průběhu lidské historie (o tom, co bylo předtím, po dobu čtyř miliard let geologického vývoje naší planety, můžeme jen fantazírovat), až kdesi na sedmém místě (viz např. Kukal, 1982). Na prvním místě těchto tabulek je výbuch sopky Tambory na ostrově Sumbawa u Jávy z roku 1815, převyšující svou intenzitou výbuch Krakatoy pětkrát, a podle některých autorů ještě vícekrát!

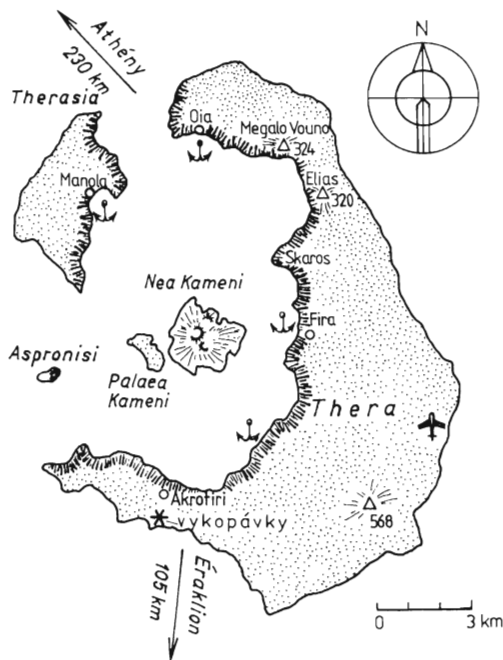
Pomyslnou stříbrnou medaili v tomto hodnoce-

ní připisují vulkanologové sopce evropské, Théře neboli Santorinu z Kykladských ostrovů Egejského moře mezi Peloponésem, Krétou a Malou Asií. Její exploze, kladená zpravidla do doby kolem roku 1500 př. Kr., překonává údaji o vymřelých hmotách Krakatou zhruba třikrát a bývá charakterizována objemovou hodnotou 60 až 70 km³ čili hmotnostní hodnotou 150 až 180 gigatun.

Již tyto impozantní kvantitativní údaje činí z Théry objekt mimořádné přitažlivosti. Ta je ovšem ještě mnohonásobena vztahem, který má zmíněná exploze k antické kultuře, a tedy ke kólebcce a prameni evropské civilizace. S tím je navíc spojena dráždivost záhad, které se kolem události staré tři a půl tisíce let vynořují v míře značně bohaté. Není proto překvapením, že problematice Théry byla věnována již dvě silně navštívená mezinárodní sympozia, a že se k ní i mimoto vyjadřuje velký počet autorů (souborně např. Krafft, 1974, z našich Kukal, 1982, a Hovorka, 1990).

Současnost Théry

Seznamme se nejprve se stavem, ve kterém je vulkanická ostrovní skupina Théra – Santorin v současné době, a s tím, co z tohoto aktuálního stavu můžeme více méně s jistotou dedukovat o její minulosti. Prstencovité seskupení pěti ostrovů o celkové rozloze zhruba 75 km² na první pohled nenechává nikoho na pochybách, že jde o vulkanický útvar, mořem zatopenou subsidenční kalderu oválného obrysu s osami o délce 13



Obr. 1. Topografická skica ostrovní skupiny Théra-Santorin.

Fig. 1. Topographic sketch of the Thera-Santorin island group.

a 17 km, se dvěma širokými průlivy na Z a jedním na SSZ, prorvanými do otevřeného moře.

Alternativní, ale málo používané označení tohoto souostroví Stronghili znamená „okrouhlé“, název Santorin je lidovou transformací jména Santa Irina, pochází z dob benátského panství na Kykladách a je frekventovanější než starý název Théra nebo Thira. Ten bývá mnohými rezervován pouze pro daleko nejrozsáhlejší ostrov skupiny, jejímiž dalšími členy jsou ve vnějším kruhu Therasia (Thirasia) a neobydlený Aspronisi (Bílý ostrov), v centru kaldery pak menší Paleia Kameni či Kaimeni (Staré spáleniště) a větší Nea Kameni (Nové spáleniště).

Současné obyvatelstvo čítá asi 8 000 obyvatel a je soustředěno převážně na hlavním ostrově. Poté, co v polovině druhého tisíciletí př. Kr. zmizeli Minojci, zůstalo souostroví několik století bez stálých osídlenců. Teprve kolem r. 900 př. Kr. tu začíná starořecké osídlení kmenem Dóřů, kteří v r. 430 př. Kr. vstupují do athénské námořní spolku. Ptolemaiovcí vytvářejí na Théře námořní opěrný bod egyptského království, pak však význam souostroví značně upadá. V r. 1207 ho anektují Benátčané a jejich nadvláda je v r. 1537 vystřídána nadvládou tureckou. Od r. 1830 je souostroví součástí Řecka.

Vulkanismus historického období

Recentní a subrecentní vulkanismus středomořské oblasti zahrnuje dva vulkanické oblouky,

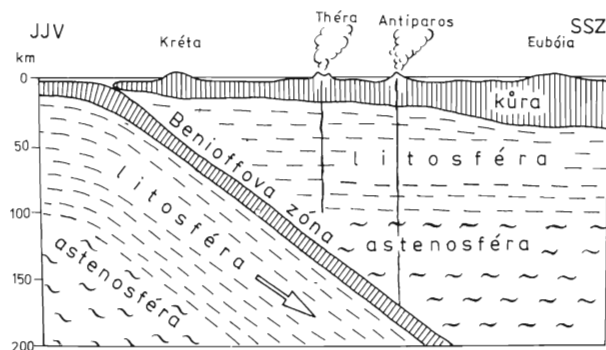
kalábrijský v Tyrhénském moři a helénský v moři Egejském. Aktivita druhého z nich, jehož součástí je i Théra, je podstatně nižší, menší je i počet jeho sopek. Jmenovitě jde o tyto vulkány: Aigina, Metahana, Antimélos, Mélos, Antiparos, Théra, Kós, Yali, Nisyros a Téos. Většina jich je již jen v postvulkanické aktivitě a za opravdu činné lze pokládat jen Théra a Nisyros, z nichž je Théra nesrovnatelně významnější.

Poslední nevelká lávová erupce se odehrála na ostrově Nea Kameni v r. 1950 a od té doby se vulkanická aktivita omezuje zatím jen na solfatarové a fumarolové výrony, koncentrované výlučně na Nea Kameni. Po nejdramatičtější epizodě vulkanického vývoje v době kolem r. 1500 př. Kr. nastalo období klidu trvající více než tisíc let. V r. 197 př. Kr. vznikl uprostřed kaldery ostrov Paleia Kameni.

Následovaly erupce v letech 19, 46 a 726 po Kr., v letech 1570–73 se vytvořil centrální ostrůvek Mikra Kameni, který v letech 1707–11 dostal partnera v podobě ostrova Nea Kameni a v letech 1866–70 s ním splynul. Při obnovení aktivity v letech 1939–41 nejprve vznikl drobný ostrovní vulkán Triton, který byl poté vulkanickými hmotami zalit a přidružen k Nea Kameni.

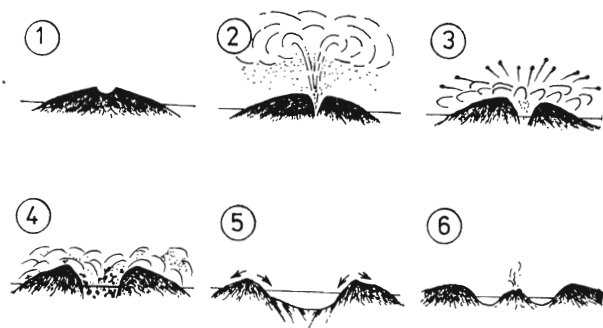
Prehistorický vulkanický vývoj

Představy o vývoji této vulkanické skupiny před nejrozsáhlejší erupční aktivitou z období kolem r. 1500 př. Kr. jsou již značně spekulativní. Nicméně představa, že sopečný aparát rozmetaný kolem r. 1500 př. Kr. měl povahu jednolitého a jednofázově vytvořeného sopečného kužele, rozhodně neodpovídá skutečnostem. Pichler et al. (1972) dělí vývoj této vulkanické skupiny na deset fází. Začíná ve středním pleistocénu vznikem kykladského (helénské) vulkanického oblouku, for-



Obr. 2. Ideový profil helénský vulkanickým obloukem (podle Ninkoviche a Heyse, 1971, a Pichlera, Günthera a Kussmaula, 1972, upraveno).

Fig. 2. Ideal profile through the Hellenic volcanic arc (according to Ninkovich and Heyse, 1971 and Pichler, Günther and Kussmaul, 1972, adapted).



Obr. 3. Schéma vývoje vulkanické skupiny Théra-Santorin za posledních 4000 let. 1 – stratovulkánový kužel, stav 2000 až 1600 let př. Kr., 2 – začátek „mínójské“ exploze kolem r. 1600 př. Kr., otevření kráteru, vyvržení pyroklastik, 3 – hlavní výbuchy kolem r. 1500 př. Kr., průnik mořské vody do nitra sopky, freatická exploze, vyvrženiny typu „base surge“, 4 – vznik kolapsové kaldery, tvorba valivých popelových emulzí, 5 – další prohlubování kolapsové kaldery podle radiálních zlomů, poklesy, sesuvy, eroze, 6 – vznik centrálních vulkánů uvnitř kaldery v etapách od r. 197 př. Kr. po r. 1941 po Kr., současný stav (podle Pichlera a Friedricha, 1972).

Fig. 3. Scheme of development of the Théra-Santorin volcanic group during the last 4000 years. 1 – stratovolcanic cone, situation 2000 to 1600 BC, 2 – beginning of „Minoan“ explosion around 1600 BC, opening of crater, extrusion of pyroclastics, 3 – main explosions around 1500 BC, sea water breakout into volcano, freatic explosions, volcanic ejecta of „base surge“ type, 4 – origin of collapse caldera, formation of rolling ash emulsions, 5 – further deepen of collapse caldera along radial faults, normal-slip faults, landslides, erosion, 6 – origin of central volcanoes within caldera in stages from 197 BC to 1941 AD, present state (according to Pichler and Friedrich, 1972).

mujícího se nad Benioffovou zónou, podél níž je africká deska subdukována k S, resp. SV, pod desku eurasijskou, resp. pod mikrodesku egejskou, jež je její dílčí jednotkou. Rychlost tohoto pohybu je asi 2,5 cm za rok. Ve druhé fázi se vytváří vulkán Akrotiri I, ve třetí fázi vznikají na J čtyři sopky tvořící společnou skupinu Akrotiri II, zatímco na S vyrůstá vulkán Megalo Vuono, a v závěru této fáze jsou všechny dílčí sopky spojeny vznikem centrálního stratovulkánu Théra v jeden celek. Ve čtvrté fázi dochází k paroxysmatickému rozbití skupiny za vzniku kaldery a dvou pemzových příkrovů, z nichž spodní má mocnost až 70 m. V páté fázi, po značně dlouhé době klidu, se sev. část kaldery vyplní sopkou Élias a jižní ignimbrity. Šestá fáze je výrazně destruktivní a vede nejen ke vzniku dalších ignimbritů, ale především kaldery Skaros. Sedmá fáze znamená zaplňování této kaldery, vznik stratovulkánu Oia a obnovení vulkanické aktivity staré, ve třetí fázi vzniklé a od té doby nečinné sopky Megalo Vuono. V osmé fázi se tvoří lávové dómy v oblasti dnešních ostrovů Théra a Thérasia. Po delší odmlce se v deváté fázi tvoří ignimbrityvé příkrovy, na jejichž půdním profilu, radiometricky datovaném 3050 lety, spočívá archeology z pyroklastik vyko-

pané minójské město Akrotiri, překryté příkrovem pemzy a ignimbritů, produktů nejzákladnější erupce ve vývoji této vulkanické skupiny. Desátá fáze následuje po více než tisícileté odmlce, začíná vznikem Paleia Kameni a je s podrobným datováním charakterizována v kapitole o historickém vývoji vulkanismu.

Petrografie

Vulkanity Théry jsou typickými členy alkalicko-vápenaté série. Dvě třetiny jich lze klasifikovat jako andezity a latity, často se zvýšenými podíly modálního křemene, přibližně čtvrtina má povahu dacitu, zbytek (cca 7 %) jsou ryodacity. Většina všech těchto typů obsahuje vyrostlice plagioklasu a jako charakteristickou součást pyroxenu (většinou monoklinický, občas však i rombický), andezity pochopitelně nejvíce (až přes jednu čtvrtinu celkového objemu).

Pro andezity a latity se na základě geochemických dat předpokládá vznik tavením svrchního pláště, zatímco dacity a ryodacity mají zřejmě původ krustální. Benioffova zóna, vycházející k povrchu v mořském příkopu jižně od Kréty a upadající pod helénský vulkanický oblouk v úhlu asi 40° k S, je v oblasti Théry asi 130 km hluboko.

Značná část zdejších vulkanitů je ve facií pyroklastik, zejména pemzových, jež se těží pro stavební účely a loďmi dopravují na pevninu. Stojí za zmínku, že jich využíval již od r. 1860 de Lesseps pro stavbu suezského kanálu, a že touto těžbou byly odkryty první podezřelé zříceniny, které později vedly k soustavnému archeologickému výzkumu.

Vulkanismus a Minojci

V r. 1867 přichází na Théru slavný francouzský petrograf a vulkanolog Fouqué, přiváben erupční činností na Nea Kameni. Je upozorněn na vykopávky de Lessepsových lidí a správně v nich rozpoznává svědectví staré civilizace. O minójské kultuře se však v té době v podstatě nic neví, protože teprve začátek našeho století přináší její zásadní archeologické objevy z jejího centra, jímž byla Kréta. Zjišťuje se vysoká úroveň této civilizace, jež však najednou kolem r. 1500 př. Kr. končí náhle, téměř jako když utne. Důvody tohoto prudkého konce se nedaří jednoznačně objasnit. Naskytá se tu několik výkladů: katastrofická epidemie, vpád Mykénců, úpadek v důsledku nadměrného přepychu či sociálních otřesů, přírodní katastrofa v podobě zamětřesení, vulkanické erupce spojené se spadem popela a doprovázené ničivými tsunami, eventuálně následujícím klimaticky signifikantním poklesem teplot a na to navazující neúrodou, úhynem zvířectva apod.

Důsledným zastáncem přímé souvislosti mezi zánikem minójské civilizace a vulkanickou katastrofou, konkrétně explozí v sopečné skupině Théry, se stal řecký badatel Marinatos. Se zkušenostmi z vykopávek na Krétě razil tuto hypotézu již od r. 1937. Avšak teprve náhoda v podobě zemětřesení, jež v r. 1956 sesuvem na Thěře odkrylo zbytky staveb nepochybně z bronzové doby, mu umožnila podepřít tuto hypotézu doklady. Radiouhlíkovou metodou a rozбором charakteru keramických střepů stanovil stáří nálezů na 1603 a 1516 př. Kr. V r. 1967 objevil na bázi pemzového příkrovu zuhelnatělý kmen, jehož radiouhlíková analýza poskytla hodnoty 1456 a 1559 př. Kr., odpovídající minójské civilizaci známé z Kréty. Povzbuzen těmito výsledky, zahájil v témže roce vykopávky u obce Akrotiri na jihu ostrova Théry, jež vedly velmi brzy k úspěchu. Ukázalo se, že je tu pod vrstvou pemzy často necelých 10 m mocnou ukryto zasuté město s domy až dvouposchodovými, město, které bývá označováno jako „Pompeje doby bronzové“. Bohatství archeologických nálezů z těchto vykopávek, jež pokračují i v současnosti, je nesmírné. Jediná věc, zato podstatná, tu chybí. Nikde nebyl nalezen jediný zbytek lidského těla, dokonce ani těla domácích zvířat. Je evidentní, že bylo zasypano město liduprázdné. Evakuovali minójské obyvatelé toto město při prvních alarmujících vulkanických projevech či předcházejícím zemětřesením anebo ještě dříve? O tom se můžeme pouze dohadovat.

Přenechme však otázky, které jdou mimo vulkanologii, archeologům a dalším odborníkům. Vyjděme z petrograficko-vulkanologických rozborů profilů, jichž rozsáhlé lomy a strmé vnitřní stěny kaldery poskytují nepřehledně. Tyto profily dokazují, že představa jednoho mžikového a jednorázového, vše ničícího výbuchu na způsob Krakatoy není se situací v těchto profilech slučitelná. Je nepochybné, že tu v kritickém období byl jeden mimořádně silný výbuch, jehož produktem je mohutná pemzová poloha, přesahující místy až 30 m, že to však zdaleka nebyl výbuch jediný, nýbrž že explozivita byla rozdrobena do řady výbuchů dílčích. Kalkulace s jediným velikým třeskem, energeticky trojnásobně převyšujícím intenzitu Krakatoy, je zřejmě fikcí, v níž archeologické přání je otcem

myšlenky. Pak zřejmě také neexistovala 100 m vysoká (podle některých autorů dokonce ještě vyšší) tsunami, řítící se Středozemním mořem rychlostí 200 km/hod. a smetávající minójská města na 110 km vzdálené Krétě. Pak se také bude možno lépe vyrovnat s údaji dánských badatelů (viz Fediuk, 1988), kteří na základě spadových vrstviček v grónském ledovci vystopovali vulkanickou událost globálního dosahu, všemi parametry odpovídající Thěře, avšak jen o 145 až 195 let starší, než se dokazuje přímo na Thěře pomocí C^{14} apod.

Závěr

Mnohé nasvědčuje tedy tomu, že se budeme muset vzdát prestižního tvrzení, tvrdošíjně tradovaného ve vědecké, a zejména populární vědecké literatuře, že exploze Théry před třemi a půl tisícem let nastala jako jednorázový akt, a že jako taková je druhou největší v civilizační historii naší planety. Impozantní množství hmot, které dnes chybějí v rozsáhlé santorinské kaldeře, je zřejmě vypočteno v zásadě správně. Nesprávná je však patrně představa, že se toto vyprázdnění odehrálo naráz, a scestné jsou tudíž i všechny názory o extrémně katastrofickém dopadu, jež domněle měla tato událost na tehdejší osídlení východního Středomoří, včetně hypotéz o zmizení bájně Atlantidy. Jestliže si ji však představíme rozloženou do série velkých i malých výbuchů v časovém rozpětí přibližně dvou set let zhruba mezi 1650 až 1450 př. Kr., nabude relace mezi sopečnou činností a osudy minójské civilizace pravděpodobnějších proporcí.

Literatura

- Fediuk, F. 1988: Posun v datování největší erupce Evropy. *Geol. Průzk.*, 30, 4, 121.
Hovorka, D. 1990: Sopky. Vznik – produkty – důsledky. *Bratislava, Veda*, 153 s.
Krafft, M. 1974: Guide des volcans d'Europe. *Neuchâtel, Delachaux, Niestlé*, 415 s.
Kukal, Z. 1982: Přírodní katastrofy. *Praha, Horizont*, 252 s.
Marinatos, S. 1971: Acta of the 1st international scientific congress on the volcano of Thera. *Archeological service de Greece*.
Pichler, H., Günther, D., Kussmaul, S. 1972: Inselbildung und Magmen-Genese im Santorin-Archipel. *Naturwissenschaften*, 59, 5, 67–69.

„Granity a ještě více granitů“ v díle W. S. Pitchera po 10 letech

MARIE PALIVCOVÁ

Nad Šárkou 59, 160 00 Praha 6

(Doručené 12. 4. 1990, revidovaná verzia doručená 19. 6. 1990)

“Granites and still more granites” in W. S. Pitcher’s work after 10 years

General report on Pitcher’s views from 1987 about the origin and intrusion mechanism of granitoid bodies. Attention is paid to his frequently used and newly completed and widespread typological scheme of granitoids together with ideas on the relations between granite body and geological environment.

Úvod

Zhruba po 10 letech Pitcher (1987) znovu zformuloval a podrobněji rozpracoval své názory na genetické typy granitoidů a problémy jejich vzniku. Bylo to při příležitosti granitového sympozia v Berlíně na počest výročí Německé geologické společnosti a časopisu *Geologische Rundschau*, o němž autorka podala stručnou informaci v *Časopise pro mineralogii a geologii* (v tisku). Zde předložené poznámky lze považovat za doplněk příspěvku “Granitový problém v díle W. S. Pitchera”, uveřejněného v tomto časopise (16, 1984, 563–581), který shrnoval Pitcherovy názory zhruba ze 70. let podle literatury, která byla u nás tehdy k dispozici.

Od té doby došlo k explozi nového zájmu o granity. Vyšla řada významných prací z liverpoolské školy, založené Pitcherem, např. pod vedením Athertona a Tarneye (1979) sborník prací o vzniku granitových batolitů, zaměřený geochemicky, a zejména pak kolektivní souborné dílo o peruánském batolitu, nazvané „Magmatismus na okraji desky“ (Pitcher et al., 1985). Pitcher (1983) předložil nová, podrobnější schémata typologie granitů, jak vyplynula z diskusí po aplikaci geochemicko-petrogenetické klasifikace granitoidů od austrálských geologů Chappella a Whitea z r. 1974 (I-granity z magmatického zdroje a S-granity ze sedimentárního). V berlínském referátu Pitcher podstatně doplnil své dřívější názory a předložil nové schéma granitoidních masívů v závislosti na tektonické pozici.

Pitcherovy názory dnes představují jednu z vrcholných etap v geologickém výzkumu granitů. Projevilo se to např. v široké mezinárodní účasti na granitovém sympoziu v r. 1990 v Liverpoolu na počest jeho 70. narozenin*. V historii geologie není mnoho badatelů, kteří se odvážili na úrovni své doby zhodnotit syntetizujícím pohledem stav výzkumu granitu. Po Readových meditacích a Raguinově „Geologii granitu“, pracích dvou syntetiků z padesátých let, je teprve Pitcher dalším autorem, který se o to pokusil. Vzrůstající zájem o granity, stoupající záplava prací a interdisciplinárních údajů činí takovou syntézu stále obtížnější.

V geologické struktuře a historii území České i Slo-

venské republiky přísluší granitoidním masívům podstatná úloha. Považuji proto za účelné seznámit s Pitcherovými novými názory na problémy geologie granitu širší geologickou veřejnost, zejména též proto, že literatura o nich není snadno dostupná.

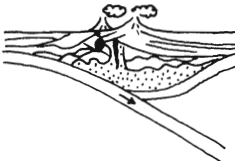
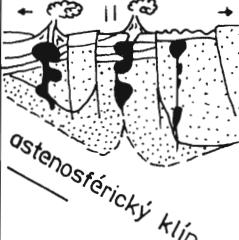
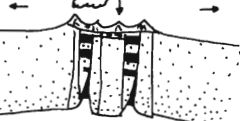
„Granity, a ještě více granitů“

Tuto rozšířenou Readovu tezi lze označit jako základní moto Pitcherova díla a celé jeho školy (původně byla vyslovena Athertonem, Tarneyem, ed., 1979, v předmluvě ke sborníku o původu granitových batolitů).

Základní význam pro pokrok v řešení granitoidového problému měla podle Pitchera hypotéza deskové tektoniky, která podtrhla vztah mezi příčinou, procesem a regionálně geologickým prostředím jejich vzniku. Tak byly rozlišeny granitoidy uvnitř desk oceánské kůry (plagiogranity a alkalické granity), granitoidy vulkanických center ostrovních oblouků (křemenné diority) s obrovskými „stádovitými“ („gregarious“) batolity v jádru okrajů kontinentálních oblouků, dále syntecktonické až pozdně tektonické granitoidní masívy kontinentálních pásemných pohoří, jakož i posttektonické pně granitů a granodioritů, které doprovázejí konečné fáze vrásnění a zdvihu, a alkalické granity ve stabilizovaných mobilních pásmech či intrakontinentálních riftech a pásmech.

Strukturní vztah k okolnímu prostředí ukazuje, že převládá alespoň ve fanerozoických mobilních pásmech disharmonický vztah k okolí. Většina granitoidních plutonů byla podle autora „do určité míry mobilní“, i když většina plutonů byla – v souladu s experimenty – „mechanicky přizpůsobena v kůře“. Tak hledá Pitcher podle názoru autorky východisko, které by objasnilo jeden z nejsložitějších problémů vzniku granitu – problém aktivního či pasivního mechanismu intruzí („emplacement“). Objektivně poznamenává, že vztah k subdukční tektonice někteří autoři nepřijímají. Například podle

* Během tisku vyšel v r. 1990 sborník o granitech s nejnovějšími výsledky ze sympozia v Liverpoolu (v lednu 1990) jako zvláštní číslo časopisu *Journ. Geol. Soc. London* k Pitcherovým sedmdesátinám.

Oceánský ostrovní oblouk	Okrajová kontinentální kolize	Šikmá kontinentální kolize	Pouzávěrový výzdvih	Velké rifty
OROGENNÍ			ANOROGENNÍ	
IOK z.-pacifický typ	IMT andinotypní	SS hercynotypní	SI IKK kaledonský typ	IMA nigerijský typ
				
vulkanický a vulkanoklastický pokryv	sedimentace ve zlomově omezených brázdách a okrajových pánvích	sedimentace v pánvích, v předpolí násunu a příkopech „odtažení“ (pull-apart)	molasové pánve s erozivními svahy	riftové výplně
bazalty	andezity ve velkých objemech	zřídka křemenné lávy	bazaltický vulkanismus typu plató	alkalické lávy, tufy jako výplň kaldery
poklesový metamorfismus	poklesový metamorfismus	regionální nízkotlaký metamorfismus	výrazně diskordantní aureoly	—
gabro, granitoidy M-typu ve zralých obloucích	tonality, granodiority I-typu s gabry	migmatity, přepracované jako granity S-typu	biotitický granit, appinitický diorit a gabro	biotitický granit, alkal. granit a syenit
malé zonální plutony	disharmonické (Daly), lineární kalderové batolity, přívodové dráhy vulkánů	harmonické (Suess) diapírové batolity v raných fázích	diskordantní plutony a roztahující se diapíry („distension diapirs“)	resurgentní subsidenční kaldery
otevřené zlomy	spreading – minimální zkrácení	zkrácení a ztloustnutí	vznik tenzních zlomů, výzdvih	vznik riftů
subdukce oceán – oceán	subdukce oceán – kontinent	„subdukce“ kontinent – kontinent	rychlý „pouzávěrový“ výzdvih	enkratonický nebo postorogenní vznik riftů
krátkodobý proces	dlouhodobý proces	epizodická recyklizace	relativně krátkodobý	relativně krátkodobý
část. tavení metamorfované spodní desky (underplate) odvozené z pláště	částecné tavení spodní desky odvozené z pláště, příspěvek kůry v kontinentálním okraji	epizodická recyklizace, částecné tavení recyklovaného korového materiálu metamorfní anatexí; přepracování v podobě objemné porce taveniny (bath-melting)	částecné tavení staré tonalitické spodní kůry spolu s příměsí pláště	částecné tavení starého pláště nebo spodní kůry v podmínkách bezvodých ale bohatých F a B
horké „suché“ křemenné dioritové magma	horké, suché tonalitové magma stoupající vysoko do kůry	relativně teplá, „mokrá“ granitická kaše tuhnoucí v hloubce, s autometasom. rekrystalizací	středně horké a „suché“ vyvinuté magma obsahující krystaly a stoupající do různých úrovní	relativně studené fluidální magma, stoupající blízko k povrchu, se subsolidovou krystalizací
subdukční energie	přenos tepla bazickými magmaty	nakupení tektonickým ztloustnutím radiogenní kůry	adiabatická dekomprese, přenos tepla bazickým magmatem	dekomprese uvolněním z hluboké korové pasti

Obr. 1. geotektonický režim a typy granitů (Pitcher, 1987).

Indexy IOK atd. podle Tischendorfa a Pálchena, 1985, Zeitschr. geol. Wiss. Berlin, B, 615–627.

Leaka (1978) vůbec není jasné, zda základní podmínkou vzniku peruánského batolitu byla existence subdukční zóny, či existence lineamentu povahy hlubinného zlomu, jemuž Leake dává přednost.

Dříve než posuzuje problém vzniku a zdroje granitového magmatu, shrnuje Pitcher několik zajímavých postřehů ke *kategorizaci granitoidů a k experimentální granitologii*.

Modus a minerální složení zůstávají základním principem klasifikace granitoidů. Je však si třeba uvědomit, že základ modální klasifikace – obsah křemene a obou živců – nemůže být dostatečným kritériem pro genetickou klasifikaci. Tento minerální obsah granitu může totiž vznikat velmi rozličnými mechanismy: nemísitelností tavenin, frakčním tavením, selektivní metasomatózou ap., které mohou vést ke stejnému produktu obohacenému SiO_2 . Mnohem výrazněji se genetická stránka granitoidů projevuje na asociaci mafických minerálů, jako jsou např. asociace augit – amfibol – Mg-biotit; Ti-biotit – muskovit – ilmenit – monazit; fayalit – hedenbergit – arfvedsonit – zelený biotit – kolumbit apod. Důležité jsou akcesorie. Problematická je úloha muskovitu i možnost změny asociace při změnách podmínek v magmatu. Nicméně se ukazuje, že modus, minerální složení a dále relativní hojnost horninového druhu, charakter uzavřenin, asociovaných žilných hornin a komagmatický vulkanismus mohou být základem genetické typologie (srv. tab. 1).

Nejvíce však pozměnily naše názory na vztahy granitoidních hornin rozsáhlé geochemické výzkumy složení, od petrogenních prvků ke stopovým prvkům, a stability těchto prvků. Vedly Chappella (1979) k závěru, že granity jsou „obrazy svých zdrojových hornin“. V zásadě tyto výzkumy potvrdily genetický kontrast mezi asociacemi s převahou granitu (většinou S-granity) a s převahou tonalitu (většinou I-granitoidy). Pitcher však při posouzení významu pro vznik granitu daleko větší důraz než na zdrojový materiál klade na geologické prostředí vzniku, které je charakterizováno souborem tektonických, metamorfických, magmatických i sedimentárních znaků.

V experimentálním výzkumu napodobování vzniku granitů znovu podtrhuje význam vody, zejména výsledky Wyllieho (1977). Nejdůležitější závěr je ten, že většina velkých granitových těles neměla více než 2 % vody a že zůstala podsycena vodou během celého svého vývoje, jinak by musela zůstat na místě vzniku a nemohla intrudovat. Granitový systém se skládá ze dvou nezávislých složek – eutektika křemen + ortoklas + Na-plagioklas a systému Ca-plagioklas + mafické minerály. Mezi nimi dochází po dlouhý krystalizační interval jen k nepatrné vzájemné výměně. Naproti tomu základní význam pro růst minerálů a krystalizační vývoj horniny má obsah vody. Po této stránce nejdůležitější a také nejrozpornější je závěr, že „čím více vody má magma, tím rychleji tuhne při poklesu tlaku, což může vysvětlit, proč tonality a granodiority stoupají do vysokých úrovní pravděpodobně mnohem spíše než např. dvojslídne granity“ (Cann, 1970). Tak by tomu sice mělo být podle experimentů, avšak Pitcher upozorňuje na skutečnost, že právě muskovitické granity stoupají do vysokých úrovní a že v aktivních okrajích kontinentů lze v dnešní erozivní úrovni pozorovat spíše přibývání tonalitů do hloubky.

Rovněž představy odvozené z experimentálního tavení sedimentárních či metamorfovaných hornin, aplikované

např. v migmatitových terénech, přinášejí problémy, které nejsou geologicky snadno řešitelné. Horniny se mohou tavit jen při dostatečném množství vody. V hloubkách, do nichž se klade vznik migmatitů parciálním tavením, lze vodu (při geologicky přijatelných tlacích) čerpat jen z dehydratace vodnatých minerálů, např. muskovitu či biotitu při teplotě 700–800 °C, kdy se tyto minerály stávají nestabilními. Představa segregace této taveniny v regionálním měřítku, potřebné pro plutonické rozměry, je geologicky zvláště těžko přijatelná. Navíc lze i v kořenových zónách diapirů sledovat synplutonickou deformaci. Pitcher se proto domnívá, že toto (totiž parciální tavení, ultrametamorfni a restitový model magmatu) není způsob, jakým obecně vznikají granitické plutony.

Jestliže však odmítneme tuto představu – uzavírá Pitcher – nezbyvá než připustit model vzniku magmatu ve větších dávkách, tj. mnohem úplnějším tavením větších úseků zdrojové oblasti, totiž v rozsahu celé dávky magmatu potřebné pro určité těleso. Tomu jsou nakloněni např. Presnal a Bateman (1973). Toto nové magma – s různým obsahem refraktorních zbytků – se diferencuje během výstupu. Tak by se např. dalo vysvětlit, proč je úspěch v „anatektických“ tělesech opačný, než odpovídá postupu tavení. Ale i tato představa má své omezení. Kdybychom např. pro vznik takového magmatu uvažovali jako výchozí materiál tonalitické ruly (nejrozšířenější horninu prekambričské kůry), muselo by být dosaženo teplot nad 900 °C pro granodiorit a 1 100 °C pro tonalit. Takové teploty se zdají být v kůře nepravděpodobné. Proto Pitcher nevylučuje značný přísun tepla z vnějšího zdroje, např. výstupem bazických magmat; to by také mohlo vysvětlit, proč jsou tonality tak často spjaté s bazickými horninami.

Experimenty tedy značně zkomplikovaly naše představy o anatektickém vzniku granitového magmatu. Jen mokré zdrojový materiál (jaký se nepředpokládá v uvažovaných korových podmínkách anatexe) se může tavit, ale magma z něho vzniklé musí být suché, aby mohlo intrudovat! Tak např. vznik tonalitů si Pitcher představuje tak, že intrudovaly jako suchá magmata (např. s pyroxenem), a teprve pohlcení dostatečného množství vody při výstupu do mělkých úrovní kůry umožnilo krystalizaci minerálů s OH (tedy biotitu, amfibolu) prakticky na místě (in situ). Krustální původ většiny vody v granitoidech potvrzují výzkumy izotopů kyslíku. Největší podíl meteorické vody mají korové granity. Předpokládá se, že během intruze „horkého“ magmatu funguje „hydrotermální cyklus“, spočívající ve vyluhování okolních hornin a v absorpci mineralizované vody do magmatu. Cirkulace horké vody může pokračovat i dlouho po hlavním procesu ochlazení, jestliže je podporována teplem z tzv. HHP-granitů (high heat production granites – Fehn, 1985; Plant et al., 1985), tj. granitů s neobvykle vysokou koncentrací radioaktivních prvků. Takové granity uvolňující dostatek tepla jsou podle některých autorů typické pro enkratonické prostředí odvozené z radioenní kůry.

Z uvedené kapitoly musí tedy čtenář nutně vyvodit závěr, že Pitcherova představa o vzniku granitických hornin odvozená z experimentů je ryze magmatická, že se prakticky neliší od vzniku skutečně magmatických, tj. vulkanických hornin. Z další kapitoly je však patrné, že tuto představu lze jen velmi obtížně sloučit s úvahami

TAB. 1
Typy granitů, jejich charakter a geologické prostředí (Pitcher, 1983)

M-typ	I-typ (kordillerský)	I-typ (kaledonský)	S-typ	A-typ
plagiogranit, převaha gaber	převládá tonalit, avšak široké spektrum od dioritu do monzogranitu – s velkým rozmezím SiO_2 ; rozsáhlá asociace s gabry	granodiorit–granit v kontrastní asociaci s podřízenými tělesy amf. dioritů a gaber	granity s vysokým SiO_2 , ale v úzkém rozmezí; leukokratické monzogranity převládají, ale lokálně vysoký obsah biotitu; autometasomatické odrůdy	biotitický granit ve vývojové sérii s alkalickým granitem; silně kontrastní acidní–bazické vztahy
obecný amfibol a biotit, pyroxen, magnetit	obecný amfibol a biotit, magnetit, titanit	biotit převládá, ilmenit a magnetit	muskovit s červeným biotitem, ilmenit, monazit, granát, cordierit	zelený biotit, alkal. amfibol, pyroxen v alkal. typech; astrofyllit
K–živce mezerní, mikrokrografický	K–živce mezerní a xenomorfní (makroskopicky růžový)	K–živce většinou intersticiální a invazivní (makroskop. růžový)	K–živce často jako megakrysty se složitou historií (makroskop. bílý)	perthit
bazické (magmatické) xenolity	dioritické xenolity (snad restitový materiál)	populace smíšených xenolitů	převaha metasedimentárních xenolitů	příbuzné xenolity, též „skvrny“ bazického materiálu
$\text{mol Al}/(\text{Na} + \text{K} + \frac{\text{Ca}}{2}) < 1,0$	$\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \frac{\text{Ca}}{2}) < 1,05$	$\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \frac{\text{Ca}}{2}) = \text{ca } 1$	$\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \frac{\text{Ca}}{2}) > 1,05$	často peralkalický, relativně bohatý F
inic. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,704$	$< 0,706$	$> 0,705 < 0,709$	$> 0,708$	velké rozmezí 0,703–0,712
malé, složité plutony křem. dioritů až gaber	velké, polyfázové lineární batolity s řadou složitých kalder	rozptýlené, izolované komplexy polyfázových plutonů a „sheets“	polyfázové batolity, plutony a „sheets“, méně objemné a častěji diapirické než I–typy	polyfázové centrální kalderové komplexy relativně malého objemu
vulkanismus asociovaný s ostrovními oblouky	asociovaný s velkými objemy andezitu a dacitu	někdy v asociaci s bazaltovo–andezitovou plátou–lávou	může být asociován s cordieritovými lávami, ale zpravidla bez objemných vulkanických ekvivalentů	v asociaci s alkalickými lávami kruhových kalder
krátkodobý, omezený plutonismus	velmi dlouho trvající epizodický plutonismus	krátkodobý, omezený plutonismus, postkinematický	omezený plutonismus středního trvání, syn– a postkinematický	krátkodobý plutonismus
oceánský ostrovní oblouk typu Fidži	andinotypní okrajový kontinentální oblouk (a některé ostrovní oblouky, např. Nová Guinea)	pouzavěrový (postclosure) výzdvih kaledonského typu	hercynotypní kontinentální šikmá kolize, též enkratonická duktilní střížná pásma	postorogenní nebo anorogenní situace
vznik otevřených zlomů; poklesový (burial) metamorfismus	vertikální pohyby, nepatrné laterální zkrácení; poklesový metamorfismus	poklesové zlomy; zlomy spojené s horizontálním posunem; retrogradní metamorfismus	silné zkrácení; nízkotlakový metamorfismus v břidličných pásmech, asociovaný s granitovou „sérií“	vznik dóků a riftů
Cu–porf., Au–mineralizace	Cu–porf., Mo–mineralizace	zřídka silně mineralizovaný	Sn a W greisenová a žilná mineralizace	kolumbit, kasiterit a fluorit

o fyzikálním stavu magmatu či mechanismu intruze.

V kapitolách o fyzikálním stavu magmatu a mechanismu intruzivního procesu Pitcher jen poněkud rozšiřuje, ale v podstatě nemění závěry z dřívějších prací, jak byly shrnuty v předešlém referátu (1984). Stěžuje si na nedostatek údajů o fyzikálních vlastnostech granitické horni-

ny. Magma podle jeho názoru neodpovídá skutečné (tj. newtonovské) tavenině, ale chová se jako pseudoplastic-
ký, „quasisolidní“ materiál. Charakter magmatu, jeho mobilita a krystalinita silně závisí na geologickém prostředí. Nejblíže k taveninovému charakteru (k newtonovské tavenině) mají A–typy granitoidů, méně však I–

typy, a nejbližší pevnému stavu (tj. „pseudoplastické“) je magma S-typů.

S problémem mechanismu intruzí je úzce spjata otázka zonálnosti těles (obvykle bazičtější okraj, kyselejší jádro). Tato zonálnost je častěji vertikální než horizontální. Hlavním problémem, který je třeba řešit, je otázka, zda zonálnost vznikala *in situ*, či zda je produktem oddělených magmatických pulsů (tedy otázka, zda jde o facie, či intruzivní fáze – M. P.). Odpověď není snadná, zejména v tom případě, jsou-li hranice neostře. V některých případech může pomoci výrazně odlišná geochemie hornin. Existuje celá řada hypotéz, jak zonálnost objasnit. Z nich nejrozšířenější je hypotéza konvekčního proudění, konvekční diferenciace, podrobněji diskutovaná v předešlém referátu. Pitcher s touto představou konvekční zonálnosti příliš nesouhlasí. Mnohé znaky pokládané za výraz toku taveniny, např. šlírovitost, jsou zřetelně výsledkem synintruzivní, duktilní deformace, jak tomu např. nasvědčuje krystalizace biotitu v plochách foliace.

Různé typy granitoidů se vyznačují nestejným podílem zonálnosti. Tak např. v masívech S-granitů rozdílné typy běžně představují oddělené pulsy homogenního magmatu. Pravá zonálnost, zejména je-li gradační a vznikla *in situ*, je charakteristická pro série hornin I-typu, ale je rozdíl mezi I-typy, které jsou vázány na kontinentální okraj oblouků, a I-typy, které jsou vázány na zlomové blokový režim (v nich bývá zonálnost výraznější). Zcela a zřetelně odlišné fáze (pulsy), reprezentující odlišná magmata, jsou charakteristické pro A-granity.

Ústřední otázkou vývoje granitoidních těles je *segregace a koncentrace, akumulace magmatu při procesu tavení a způsob výstupu k povrchu*. Podle Hyndmanna (1981) existují dva typy magmat, magmata středních úrovní kůry, patrně relativně bohatá vodou, a mělkých úrovní, která však vznikala v hluboké kůře či plášti – tedy opět dvě skupiny, které lze srovnávat s S- a I-typy granitů.

Běžná představa o tom, jak se tato magmata dostala do vyšších úrovní, je představa stoupající „kapky“ (drops, blobs), tedy diapiruprocem vztlínání, nadlehčování (buoyancy). Avšak takový výstup je možný jen tenkrát, když rychlost výstupu je větší než rychlost růstu, tj. musí se nahromadit určité množství magmatu. A i když je tato podmínka splněna, zůstává problém, jak může tento útvar stoupat do relativně chladné kůry vyšších pater. Uvedená zjednodušená představa stoupající kapky (balónu) je podle Pitchera chybná. Diapir se podle něho při pronikání totiž roztahuje, a tím vytváří prostor pro nové pulsy magmatu. Evidentní je podle autora souvislost takových rozpínajících se diapirů s tektonickými procesy – diapiry pronikají, „porůstají“ do hlubinných zlomů, v nichž se roztahují nebo stoupají do duktilní střížné zóny regionálního významu. Pitcher se domnívá, že taková představa řeší problém prostoru.

Podle španělských autorů se centrální španělský batolit vytvářel tak, že se nejprve vytvořily v hloubce (?) trhliny, které umožnily výstup horkých bazických magmat do mělké kůry. Bazická magmata přispěla k teplotnímu procesu, který dal vznik granitoidům. Ty pronikaly do vyšších úrovní kůry během poslední fáze regionálních střížných pohybů. Představu, že plášťová magmata mohla přispět ke vzniku korových magmat, neodmítá ani Pitcher.

Základem Pitcherových představ, který autor neustále zdůrazňuje, je důraz na souvislost intruze s tektonickým režimem, která je neoddiskutovatelná. V tom je Pitcher zajedno např. s Leakem, který podtrhuje souvislost intruzí s hlubinnými zlomy. Avšak pro Leaka je tato souvislost genetická – hlubinné zlomy mohou být přímou příčinou vzniku magmatu. S tím Pitcher nesouhlasí, zdůrazňuje dva odlišné mechanismy, kalderovou subsidenci a diapirové pronikání. Přestože jde o mechanismy velmi rozdílné, může být mezi nimi úzký vztah. Podle Gastila (1975) např. vyvolaly diapiry kruhové zlomy a do nich se pak lokalizovaly kaldery. Podle Pitchera bylo pro rozličnou formu mechanismu intruze určujícím prvkem rozdílné tektonické prostředí: v kolizních pásmech vznikaly tzv. „prorážející diapiry“ (piercement diapirs) z anatektických tavenin, odtržených, vytlačených z metamorfovaných jader. „Roztahující se diapiry“ (distension diapirs) se vytvářely na kontinentě jako „puchýře“ v hlavních zlomech mezi bloky. A kaldery se vytvořily blokovou subsidencí, zejména jestliže se plášťové magma uvolnilo během korové extenze, buď v aktivních okrajích desek, nebo v enkratontických riftových zónách.

Vztah k tektonice je nejlépe patrný ve vyšších patrech kůry, např. u subvulkanických plutonů na křížení zlomů („hnízdivité plutony“ – nested plutons) a v kruhových intruzích, kde dochází ke kalderové subsidenci, ke stopingu a k intenzivní brekciaci za vzniku tufisitů, tj. za vysokých tlaků vodní páry. Stopping se projevuje uzavíráním rozlámaných bloků z okolních hornin v magmatu. Protože bloky nepoklesávají do magmatu, je nutno předpokládat vysokou viskozitu magmatu, „quasisolidní“ stav.

Mechanismus intruze lze řešit detailním mapováním, experimentálně i geofyzikálně. Naproti tomu záhadným problémem zůstávají kořeny a tvar batolitů. V tom jsou názory velmi neujasněné. Cituji proto doslova: „Běžné gravimetrické výzkumy ukazují často příčné ukloněná a hluboce zakořeněná tělesa, která se zdají být neslučitelná s představou anatexe uvnitř bezprostředně dostupné kůry. Je to další doklad pro hlubinný původ taveniny z rozsáhlé zóny na styku kůry a pláště. Jsem skeptický k obecnému modelu „tenkých batolitů“ (Hamilton, Myers, 1967), avšak udivují mne výsledky letecké odrazivosti (flatflying reflexion); je možné, že velké batolity I-typů v amerických Kordillerách představují – velmi obecně – „čepičku“ bazických výchozích hornin bohatou křemíkem. Naproti tomu granity odvozené z kůry jsou patrně bez kořenů.“

Z uvedeného je dobře patrné, jak kontrastní mohou být názory na vznik batolitů, jejichž petrografický charakter, geologické tvary i geotektonická pozice jsou si velmi blízké. Kromě toho i Pitcher uvádí, že kyselé granity v hnízdivitých plutonech mají patrně, podle geofyzikálních výzkumů, tvary sahající do větších hloubek než tonality. Přitom ani jeden z uvedených modelů neřeší podle mého názoru základní klasickou otázku, tj. problém prostoru.

Nově Pitcher zdůrazňuje význam *petrografické mikrostruktury granitů*, zejména pak skutečnost, že na experimentální napodobení i té nejjednodušší granitové struktury dosud čekáme. Shrneme jen nejdůležitější Pitcherovy úvahy. Tak např. K-živočové megakrysty lze nejspíše vysvětlit jako magmatické vyrostlice, zejména jestliže se v některých tělesech jejich velikost směrem do centra

tělesa zmenšuje. To je pochopitelné v I-granitech, ale v S-granitech lze výskyt takových megakrystů vysvětlit mnohem obtížněji. Pitcher sice zdůrazňuje metamorfní charakter struktury granitických hornin, avšak draselné megakrysty nepovažuje ve smyslu transformistů za metasomatické porfyroblasty. Vysvětluje je buď jako produkt interakce v subsolidovém stavu během synplutonické deformace, nebo jako produkt chladnutí v přítomnosti cirkulujících fluid, která jsou k dispozici v různých stadiích vývoje magmatu. Proto jsou možné přechody magmatického růstu draselného žilce do metasomatického. Ještě intenzivnější změny mohou nastat v posledních stadiích vývoje magmatu při přínosu vody z okolí, což může vést až k úplnému přetavení. Takové struktury jsou často předebrány mineralizací.

Každá specifická struktura je výrazem specifické fyzikální informace. Granitoidy vulkanických oblouků mají nejpůvodnější taveninové struktury, blíží se tabulárním či adkumulátovým strukturám, zatímco kolizní granity ukazují blastické struktury pouhým zvětšením zrna a reakcemi mezi zrny, rozsáhlou rekrystalizací v syntektonických diapirech. K největší rekonstrukci dochází v A-granitech se specifickými těkavými složkami. Lokálními změnami v nasycenosti vodou se vysvětlují nověji i specifické orbikulární struktury, a také struktura rapakivi, tím spíše, že podle některých autorů (Bergman, 1986) jsou granity rapakivi mělké postorogenní kaldery, tedy produkt prostředí, umožňujícího rychlý únik těkavých složek.

Pitcher se domnívá, že petrologové jsou si vědomi významu, jaký má systematický výzkum morfologie struktury a textury (autorka referátu o tom vědomí pochybuje); takový výzkum je v samých začátcích a představuje obrovskou práci.

Pokud jde o problém trvání plutonismu, opakuje autor své dřívější názory: ve velkých batolitech je patrný dlouhodobý vývoj (např. po dobu 70 mil. let v peruánském batolitu), avšak jednotlivé plutony vznikaly v relativně krátkých epizodách (trvajících jenom desítky milionů let i méně). Tyto epizody lze vztáhnout k tektonickým rytům epizodické komprese a relaxace. V rozsáhlých batolitech vyvíjejících se po dlouhou dobu jsou epizody krátké, zatímco v kolizních pásmech dlouhé.

Významnou složkou mnoha plutonů, zejména složitých, jsou *horniny bazické série*. Jsou charakteristické pro granitoidy vulkanických oblouků a mají povahu zejména amfibolických mafických hornin. Avšak obdobné horniny se ve formě satelitních tělísek vyskytují též v plutonech kolizních zón. Zejména jsou to tzv. appinity, jejichž krystalizace svědčí o velkém významu těkavých složek. V anorogenních granitech je jejich výskyt zřetelným dokladem nemísitelnosti kyselého a bazického magmatu. Ve všech případech jde o předchůdce granitoidů, i když se mohou do určité míry s granitoidy překrývat. Mezi baziky a granitoidy se však projevuje určitý stupeň separace ve vývoji, krátký hiát, a to i v ostrovních obloucích, kde bychom očekávali konsanguinitu. Rozdíly se projevují i v geochemii prvků vzácných zemin a dalších izotopů. Rozpaky nad jejich vývojem jsou dobře patrné z Pitcherovy charakteristiky: „Ačkoli koexistence (granitoidů a bazik) je dokladem, že jsou výrazem téhož procesu tavení, zdá se, že bazická a kyselá magmata se tvořila odděleně, dokonce že jsou odvozena z různých zdrojů“.

Někteří autoři (např. Bender et al., 1982) vysvětlují tento vztah v masívu Cortlandt nemísitelností obou magmat analogicky jako u měsíčních hornin. Pitcher se přiklání spíše k názoru, že bazická magmata jsou příčinou tavení korových hornin, tj. vzniku dnešních granitoidů, a proto že existuje úzká asociace granitoidů a bazik. Naproti tomu teorie „mísení magmat“ v této asociaci při současné či následné intruzi je nejvíce propagována zejména některými australskými geology (Vernon, 1983; Gray, 1984). Poslední autor považuje tento model mísení za „nejjednodušší ze všech“, schopný objasnit celou škálu hornin mísením magmatu odvozeného ze sedimentárního materiálu s magmatem bazaltickým.

Zvlášť intenzivně v této souvislosti je zkoumán a vysvětlován vznik mafických uzavřenin. Podle jedné autorů souvisí s intruzí bazického magmatu do chladnějšího viskóznějšího granitického magmatu (čehož dokladem jsou i synplutonické žíly), podle jiných (např. některých australských geologů) jde o restity, zbytky netavitelné v procesu anatexe. Stravování („kanibalizace“ v Pitcherově vyjadřování, tedy „asimilace“ v magmatické terminologii) těchto uzavřenin se uvádí jako jeden z hlavních dokladů mísení. Zda toto „mísení“ je mísení tekutých materiálů, či materiálu tekutého s pevným, je podle Pitchera „sémantická“ otázka. Pokusy rozlišit mísení, asimilaci, či krystalizační diferenciaci jsou založeny především na geologických vztazích, a ty jsou velmi složité. Podle Vernona (1983) jde o „geneticky mnohofázový proces, který lze nejlépe modelovat kombinací mísení tavenin a následné frakční krystalizace, i když v genezi korových granitů se uplatňuje mnohem pravděpodobněji nemísitelnost restitu a asimilace“. Jak je vidět, je vysvětlení vztahu bazických a granitických hornin v plutonických tělesech obtížné a stále velmi různé.

Názor některých autorů, že korový magmatismus je v zásadě bazaltický, odmítá Pitcher jako extrémní, připomíná Nozawu (1983), který uvádí, že v celém mobilním asijském okraji od Japonska do Číny představují bazické horniny jen nepatrné výskyty v obrovském objemu felzických plutonitů. Jak již bylo uvedeno, Pitcher je zastáncem teplotních účinků bazických magmat na korové horniny, jejichž roztavením může vznikat granitické magma. Tento vliv bazického magmatu je nejzřejmější tam, kde existuje nepřetržitý vysoký tok tepla pod relativně tenkou kůrou, méně zřejmý pod bloky omezenými zlomy v tlusté kontinentální kůře a zejména v raných stadiích tavení v metamorfních jádrech kompresních kolizních pásem.

S uvedeným problémem vztahu bazického a kyselého magmatu úzce souvisí i problém tzv. vulkanoplutonických formací. Jsou popsány téměř ze všech tektonicky rozdílných oblastí, z anorogenních alkalických kruhových komplexů, z postkolizních granitových plutonů, z batolitů okrajových kontinentálních oblouků, z vulkanických center zralých oceánských oblouků i z oceánských ostrovů. Nejméně se však vyskytují v kolizních orogénech s S-granity.

To, že se přechody plutonitů do vulkanitů zachovaly vzácně, souvisí podle Pitchera s tím, že intruze granitu jsou vázány na oblasti výzdvihu a snosu, takže svrchní části jsou odneseny. Nověji jsou v peruánském batolitu popsány příklady, v nichž směrem k povrchu granity přecházejí do hypabysálních hornin (granitporfyrických, felzitických, popř. až do sklovitých facií), zejména v tzv.

hnízdivitých plutonitech. Tufovitrické kruhové struktury, přesahující až do kalder vyplněných ignimbrity, či intruze granitů do komagmatických lávových výplní jsou dalšími příklady. Na druhé straně existují příklady bazických láv současných s plutonickou fází, jež jsou reprezentovány všudypřítomnými synplutonickými žilami, které vytvářejí roje kolem plutonických center. Příkladem takové duality je známá hluboce erodovaná kaldera Glencoe ve Skotsku, v níž se bazaltické lávy střídají s proudy ignimbrity. V tomto případě autor pokládá kalderu za asociaci vulkanitů a plutonitů, které mají různý zdroj.

Stručná kapitola o vztahu *metalogeneze a typu granitu* zdůrazňuje, že je třeba rozlišovat mezi rudodárnými a mineralizovanými granity. Úloha těkavých látek z hydroterm, které jsou obvykle spojovány s konečnými produkty magmatického stadia, je nepopíratelná, avšak současné výzkumy se kloní k hypotézám, že vztah mezi magmatem a zrudněním je nepatrný.

Nicméně lze obecně rozlišit dvě dobře vymezené asociace. Cu-ložiska porfyrového typu jsou asociována s magmatismem ostrovních oblouků, s tonality a granodiority I-typu, s akcesorickým Au a v kontinentálních okrajích i s Mo. Avšak právě zde je vztah nepřímý, představující proces recyklizace a koncentrace kovů, odvozených původně z exhalačních ložisek ve vulkanoklastikách. Naproti tomu Sn-ložiska jsou spjata s ilmenitovými S-granity, pro něž je vhodným modelem kontinentální kolize, zatímco alkalické anorogenní granity v kruhových intruzích mají koncentrace (Nb) spojené s alkalickou fluoritovou metasomatózou.

Pozoruhodné je, že typ I-granity, které jsou charakteristické pro posttektonické zlomové režimy, se zdají být mnohem méně mineralizované, podle některých autorů proto, že teplotní tok zde není dostatečný, aby udržel cirkulaci fluid. Pitcher uvažuje o souvislosti vysokých teplotních proudů s radiogenními prvky, jejichž větší množství lze předpokládat v S-granitech kontinentální kůry než v plášťových magmatech subdukčních zón.

Zvlášť poučná je kapitola, v níž se autor zamýšlí nad *zdroji magmatu*. Nejdříve se Pitcher zabývá problémem peraluminozity. Ta může mít tři příčiny: 1. vysoce vyvinutou frakcionovanou krystalizaci (např. peraluminiové trendy ve vápenato-alkalických granitoidních sériích); 2. hlubinnější asimilaci či anatexi pelitického materiálu (případ granitů s cordieritem, sillimanitem, andalusitem), tj. základ restitové hypotézy; 3. (metasomatický?) přenos vody z okolních hornin do magmatu, který drasticky ovlivní vylučování minerálů v redukčním prostředí; podle Pitchera to vede např. k zábraně v krystalizaci amfibolu, ke vzniku ilmenitu místo magnetitu, červeného Ti-biotitu místo zeleného biotitu (tedy k dnešnímu trendu charakteristickému pro S-granity) a ke vzniku přechodných typů I a S, které lze pozorovat v některých tělesech (např. cornubijský batolit v jz. Anglii). Peraluminiové granity mají tedy buď výrazně korový zdroj, nebo jsou výsledkem dlouhodobého setrvání primitivnějšího magmatu v tlusté kůře, přičemž výměna fluid umožňuje zásadní změny tohoto magmatu.

K řešení otázky možného zdroje granitu přispívají v současné době zejména geochemické výzkumy. Pitcher se přiklání k závěrům Wylieho (1983), že granitické horniny nemohou být odvozovány přímo z plášťového peridotitu a že je třeba uvážit mnohem složitější modely.

Základem, z něhož je nutno při úvahách vycházet, je tektonická pozice granitoidů (viz obr. 1). V aktivních zónách na styku oceánu a kontinentu patrně dochází k určité interakci kůry a pláště, tedy ke vzniku andezitového magmatu, které může být zdrojem tonalitového magmatu (tedy typická magmatická hypotéza, zcela v protikladu s restitovým modelem I-typů – pozn. M. P.). V kolizních zónách na styku kontinentů vznikají granity především tavením recyklovaných korových hornin působením buď radiogenního tepla, produkovaného v tektonicky ztloustlé svrchní kůře, nebo horkých bazických magmat, seizmicky vytlačovaných do základních zlomů.

Ke geochemickým závěrům má Pitcher určité výhady, poněvadž příčinám geochemické heterogenity zdrojového materiálu dosud málo rozumíme. Např. složení zdrojových hornin se muselo podle některých autorů samo měnit se vzrůstající zralostí ostrovních oblouků či orogenních pásem. Některé případy byly řešeny pomocí geochemie např. ve skotských kaledonidách, kde starší granity vznikaly patrně jako produkty tavení pozdně proterozoických sedimentů svrchní kůry, zatímco pozdější skupina granitů má rozmanitý zdroj, včetně příspěvku nejsvrchnějšího pláště. Ale i v této oblasti někteří autoři přičítají větší význam geochemické diferenciaci v samotném zdroji než procesu tavení. V západoamerických a andských masívech lze podle geochemie izotopů (např. Na) předpokládat různý podíl starých korových hornin, litosférického pláště i plášťového materiálu, které všechny jsou vtaženy do procesu vývoje okrajových oblouků. Z geochemických výzkumů Pitcher vyvozuje, že podmínkou vzniku určitého typu granitu není přítomnost či složení staré kůry, ale že zvlášť významným faktorem, který ovlivňuje charakter zdrojového magmatu, je mocnost kůry.

Tak se autor dostává k hlavnímu závěru, který je výsledkem jeho rozboru současných geologických problémů vzniku granitu. Je to závěr, že *je to geologické a geotektonické prostředí, které má zásadní význam pro rozdíly ve zdroji magmatu a v procesu jejich vývoje*. Pitcherova koncepce je založena na modelu deskové tektoniky. Autor se však snaží, v některých případech více či méně úspěšně, vyřešit v rámci tohoto modelu též těsný, nepopíratelný vztah granitoidů, zejména velkých batolitů, k lineárně zlomové a blokové tektonice.

K tomu poznamenávám: Bez ohledu na to, zda jsme či nejsme přívrženci toho či jiného geotektonického modelu, závislost vzniku různých a určitých typů granitoidních hornin či jejich asociací na různém geotektonickém prostředí je neoddiskutovatelnou skutečností. Ostatně je to základ všech dosavadních pokusů o klasifikaci magmatických formací, jak ji rozpracovávali zejména sovětsí geologové. Modely vzniku těchto hornin se tedy nutně budou měnit s vývojem geotektonických modelů. Na druhé straně jsou to právě výzkumy granitoidních masívů, které vývoj geotektonických modelů ovlivňují.

Typologie granitů

Pitcherův hlavní význam, který ocení teprve příští generace, spočívá v tom, že se pokusil uvést ve vztah současné výsledky geofyzikálního, geologického, petrochemického výzkumu, a zejména pak geochemické petrogeotektonické klasifikace, s geotektonickým modelem. Výsled-

kem je jeho *typologie granitů* uvedena v tab. 1 a schéma na obr. 1. Ve srovnání s prvním schématem z r. 1978 (srv. tento časopis 1984; str. 578) je toto nové schéma podstatně rozšířeno o granitoidní typy a detailněji charakterizováno. Příčinou změn byla exploze prací o granitoidních masívech v posledních letech, z nichž některé první schéma potvrzovaly, jiné zpochybňovaly. Jak bylo patrné na granitovém symposiu v Liverpoolu v r. 1990 na počest Pitcherova 70-letého jubilea, je tato nová typologie s úspěchem aplikována, popř. i dále rozpracována. Její základní myšlenky jsou odvozeny z následujících pozorování a úvah (srv. tab. 1, obr. 1).

Plášťový původ *M-granitů* (mantle granites) v ostrovních obloucích lze odvodit z existence metamorfovaných hornin (sbíraných jako xenolity) ve spodní kůře těchto oblouků. Tvorba zdroje magmatu a jeho intruze jsou si tu časově velmi blízké, a proto je velmi obtížné rozlišit produkty tavení od produktů primární frakcionace bazaltů. Bezprostřední genetický vztah k bazaltickým horninám odvozeným z pláště je tu však zřejmý.

V extenzním režimu okrajových kontinentálních oblouků, jako je např. peruánská pobřežní oblast, vznikaly granitoidy podél hlubinných zlomů. Zdroj magmatu v takových zónách extenze musí být podle Pitchera v plášti. Směrem ke kontinentu však bylo primitivní magma různě kontaminováno. Problémem je tu vznik draslíkem bohatých granitů, které doprovázejí vápenato-alkalické granitoidy (*kordillerské I-typy*), charakteristické pro tuto oblast. Zdroj je podle Pitchera většinou ve větší hloubce.

Jiný typ granitů chudých vápníkem a značně bohatých draslíkem (*kaledonský I-typ*) je příkladem krátce trvajícího plutonismu (na rozdíl od dlouhodobého plutonismu kordillerského typu). Je vázán na blokové zlomy a zdvihy, je postkolizní, bez vztahu k procesu subdukce. V takovém případě je tedy třeba hledat jiný zdroj energie, je to např. tavení v tlusté kůře blízko báze spodní kůry, nebo adiabatická dekompenzace spojená se zdvihy, popř. samotná funkce hlubokých zlomů (podle Leaka, 1978). Jiným podobným příkladem je devonský plutonismus v australském lachlanském pásmu či variský plutonismus Sardínie.

Na rozdíl od předešlých typů jsou *S-typy v kolizních orogénech* produktem opakovaných epizod parciálního tavení, které jsou vyvolány progresivním ztloustnutím radiogenní kůry. Ztloustnutí způsobené násunou, které jsou doprovázeny střížnými zónami produkujícími teplo, a zvýšená cirkulace tekavých složek vedou k rozsáhlému krustálnímu tavení bez účasti materiálu z pláště. Nutná heterogenita kůry v takových násunových zónách vyvolá vznik celé řady granitů různého složení, a není tedy divu, že v takovém tektonickém prostředí mohou být přítomny jak *I-typy* bohaté draslíkem, tak i *S-typy* granitoidů.

Alkalické granitoidy (*A-typy*) jsou vázány na rifty nebo na stabilizovaná mobilní pásma. Patrně pocházejí z magmat, která vznikají při nízkém stupni parciálního tavení v bezvodých podmínkách v tlusté kůře. Specifická koncentrace F a B může vznikat tím, že magmata byla po dlouhou dobu pod tlustou litosférou, dokud nebyla uvolněna prasknutím riftu.

Autor připomíná, že závěry v této tezi jsou odvozeny z přehledu fanerozoických příkladů. Ze srovnání s granitoidním magmatismem dále zpět do archaika lze však

soudit na relativně uniformní ráz až do proterozoika: oba typy, *I-granity* i *S-granity*, byly popsány v raném proterozoiku Švédska a *S-typy* v mladém archaiku Brazílie. Je rozšířen názor, že zastoupení primitivních tonalitických hornin stoupá směrem do archaika. Zřejmě tato stará tonaliticko-trondhjemitová asociace je odlišná od pozdní tonaliticko-granodioritové asociace fanerozoické (která má např. zvýšený poměr Na/K, je středně až extrémně chudá prvky vzácných zemin a vykazuje tendenci k pozitivní anomálii Eu v reziduálních fluidech), což nasvědčuje odlišným podmínkám vzniku v archaiku. Někteří autoři se domnívají, že staré tonality představují jen juvenilní extrakty z pláště. Naproti tomu jiní (např. Taylor et al., 1984) odmítají takový výklad a tvrdí, že granity každého věku obsahují určitou část krustálních složek a podobně i tonality každého stáří mohou být odvozeny převážně z plášťového zdroje. Počáteční izotopy Sr, Nd, Pb nemají vztah k jejich stáří, ale k jejich petrogenézi; tá je bezprostředně závislá na přítomnosti či nepřítomnosti kontinentální kůry, která je k dispozici. Mocnost této kůry je podle Pitchera kritickým činitelem. Je nutno připustit, že vulkanické a vulkanoklastické horniny primitivního charakteru byly pravděpodobně převládajícím zdrojem zemské kůry a že také proces tavení byl důraznější. Proto Pitcher očekává změnu poměru granitových typů ve vývoji sialické kůry s klesajícím stářím.

Takové jsou ve stručném výtahu Pitcherovy úvahy a závěry ke geologii granitu. Zda se jeho představy a schémata, zejména pak představa stoupajících roztahujících se či prorážejících „balónů“, ukáží životaschopné, či nikoli, to patrně ověří při intenzivním současném výzkumu granitů blízká budoucnost (některé námitky byly uvedeny v naší literatuře na příkladě středočeského plutonu Palivcovou et al. (1989).

Nehledě na budoucí vývoj granitového problému, zůstane Pitcherovo dílo inspirací pro příští generace, především pro svou objektivitu, zejména pak proto, že poukazuje na místo geochemie v řešení geologických procesů. Geochemie je jen jedním, i když velmi důležitým a dnes už nepostradatelným prostředkem k řešení geologických problémů, nemůže však být sama sobě vlastním cílem. Tento Pitcherův vliv, totiž *důraz na geologii*, je patrný ve všech pracích dnešního liverpoolského pracoviště, pokládaného za vynikající v oboru granitového problému. Dnes je vedeno prof. Athertonem, Pitcherovým nástupcem, a zaměřeno geochemicky, avšak cílevědomě a zcela v souladu s Pitcherovým krédem, které zřetelně navazuje na Reada: „Závěrem bych chtěl ujistit, že granity nepředstavují jen geochemická čísla, ale reprezentanty hlavních geologických procesů“.

Literatura

- Atherton, M. P. a Sanders, L. M. 1987: The Cordillera Blanca batholith: A study of granite intrusion and the relation of crustal thickening to peraluminosity. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 76, 213–232.
- Atherton, M. P. a Tarney, J. (Eds.) 1979: Origin of batholiths: Geochemical evidence. *Shiva publ., Orpington, U. K.*, 148 s.
- Bender, J. F., Hanson, G. N. a Bence, E. A. 1982: The Cortlandt complex: evidence for large scale liquid immiscibility involving granodiorite and granite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 330–344.
- Cann, J. R. 1970: Upward movement of granite magma. *Geol. Mag.*, 107, 335–340.

- Gastil, R. G., Phillips, R. P. a Allison, E. C. 1975: Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Mem. geol. Soc. Amer.*, 140, 170 s.
- Gray, C. M. 1984: An isotopic mixing model of the origin of granitic rocks in southeastern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 47–60.
- Hyndman, D. W. 1981: Controls on source and depths of granitic magma. *Geology*, 9, 244–249.
- Fehn, U. 1985: Post-magmatic convection related to high heat production in the granites of southwest England: a theoretical study. In: *High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. Instn. Ming. Metall., London*, 99–112.
- Chappell, B. W. a White, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173–174.
- Chappell, B. W. 1979: Granites as images of their source rocks. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, 11, 400.
- Leake, B. E. 1978: Granite emplacement: The granites of Ireland and their origin. In: *Crustal evolution in northwest Britain and adjacent regions*, D. R. Bowes a B. E. Leake (Eds.): *Geol. Journ. Space. Issue*, 10, Liverpool, Seal House Press, 221.
- Nozawa, T. 1983: Felsic plutonism in Japan. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 159, 105–122.
- Palivcová, M. 1984: Granitový problém v díle W. S. Pitchera a jeho spolupracovníků. *Mineralia slov.*, 16, 563–581.
- Palivcová, M., Waldhausrová, J. a Ledvinková, V. 1989: Precursors lithology and the origin of the Central Bohemian Pluton (Bohemian Massif). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 46, 5, 521–546.
- Pitcher, W. S. 1983a: Granite: typology, geological environment and melting relationships. In: *M. P. Atherton a C. P. Gribble (Eds.): Migmatites, melting and metamorphism. Shiva publ. Cheshire*, 277–285.
- Pitcher, W. S. 1983b: Phanerozoic plutonism in the Peruvian Andes. In: *Harmon, R. S. a Barreiro, B. (Eds.): Andean magmatism – chemical and isotopic constraints*, 152–168.
- Pitcher, W. S. 1987: Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 76/1, 51–70.
- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. S. a Beckinsale, R. 1985: Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes. *Blakie, Glasgow, Halstead Press*, 325 s.
- Pitcher, W. S. a Berger, A. R. 1972: The geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing. *London, Wiley Intersc.*, 435 s.
- Plant, J. A., O'Brian, C., Tarney, J. a Hurdley, J. 1985: Geochemical criteria for recognition of high heat production granites. In: *High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. Instn. Ming. Metall., London*, 263–286.
- Presnall, D. C. a Bateman, P. C. 1973: Fusion relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ and the generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 84, 3 181–3 202.
- Taylor, P. N., Jones, N. W. a Moorbath, S. 1984: Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to the magma genesis of Precambrian granitoid rocks. *Phill. Trans. R. Soc. London, A* 310, 605–625.
- Wyllie, P. J. 1977: Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, 43, 41–71.
- Wyllie, P. J. 1983: Experimental studies on biotite- and muscovite- granites and some crustal magmatic sources. In: *M. P. Atherton a C. D. Gribble (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism. Shiva Publishing Ltd., Cheshire*, 12–26.
- Wyllie, J. P. 1983: Experimental and thermal constraints on the deep-seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones. *Ibidem*, 37–51.

INFORMÁCIA

Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000

MIROSLAV HRAŠNA

Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 21. 5. 1990)

Synoptical engineering geological map of Slovakia in 1 : 2000,000 scale

The synoptical engineering geological map of Slovakia consists of 12 sheets of the new typographic network totally covering the area. It contains complex information on the engineering geological conditions together with further data of geofactors in Slovakia which are significant for decisions on rational use of the natural environment (deposits of mineral raws, groundwater, fertile land, protected areas etc.). The map can be used for the purposes of geological and environmental protection, in land use planning as well as for localization and site investigation purposes or managing waste disposals.

Úvod

V súlade s Projektom urbanizácie SSR (Kolektív, 1980) zabezpečuje rezort Slovenského geologického úradu (SGÚ) v spolupráci s Katedrou inžinierskej geológie PF UK a Katedrou geotechniky SVŠT v Bratislave zostavovanie základných inžinierskogeologických máp 1 : 25 000 v jednotlivých urbanizačných regiónoch so sústredenou priemyselno-sídliskovou výstavbou. Základné, príp. i podrobné inžinierskogeologické mapy sa okrem toho zostavujú v územiach intenzívne postihnutých svahovými pohybmi, ako aj v územiach s plánovanou výstavbou veľkých energetických diel (jadrové elektrárne, prečerpávacie vodné elektrárne a pod.).

Okrem týchto exponovaných území treba však poskytnúť inžinierskogeologickú informáciu aj na racionálne využívanie a rozvoj ostatných častí územia Slovenska, kde síce priemyselno-sídlisková výstavba na rozdiel od veľkoareálovej má skôr bodový charakter, ale v ktorých sa realizujú iné dôležité funkcie krajiny (ťažba nerastných surovín, poľnohospodárska výroba, rekreácia, doprava a pod.). V najširších súvislostiach ide teda o poskytnutie inžinierskogeologickej informácie na racionálne využívanie prírodných zdrojov a ich ochranu v prospech hospodársko-sociálneho rozvoja celého územia nášho štátu.

Zostavovanie základných inžinierskogeologických máp 1 : 25 000 nie je pre takéto rozsiahle územie účelné a v prijateľných časových a nákladových reláciách ani možné. Preto sa prijalo rozhodnutie zostaviť na zabezpečenie všestranného rozvoja i ochrany integrovaného polyfunkčného

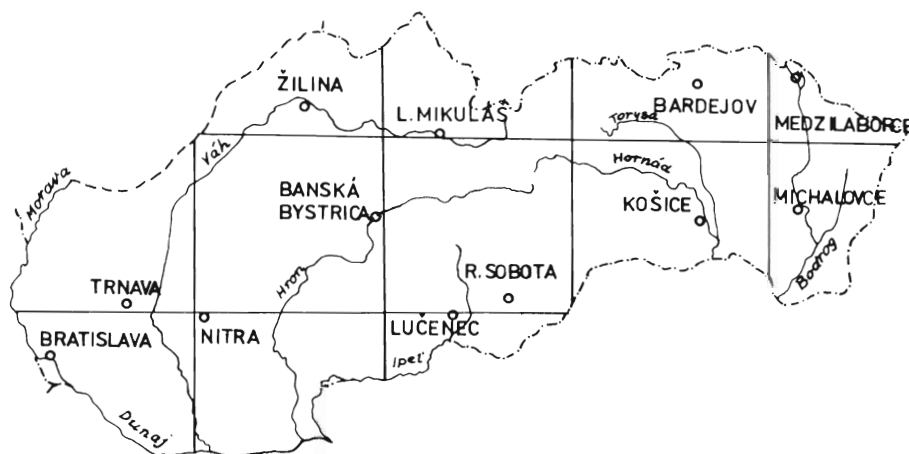
územného systému Slovenska a racionálneho využívania jeho prírodných zdrojov inžinierskogeologickú mapu 1 : 200 000.

História vzniku mapového diela

Prvá verzia mapového diela vznikla v rokoch 1980 až 1984, keď pracovníci Katedry inžinierskej geológie PF UK zostavili na objednávku SGÚ 6 samostatných atlasov máp pokrývajúcich približne rovnako veľké časti územia Slovenska, zobrazené na listoch edície topografických máp určených na služobnú potrebu: 1. Bratislava a Nitra (Hrašna, 1981), 2. Znojmo a Trnava (Vlčko, 1984), 3. Gottwaldov a Žilina (Ondrášik a Hyánková, 1983), 4. Banská Bystrica a Lučenec (Ondrášik, Hyánková a Letko, 1980), 5. Poprad, Košice a R. Seč (Holzer, 1983), 6. Svidník a Michalovce (Wagner a Letko, 1982).

Každý atlas obsahoval mapu inžinierskogeologických pomerov, mapu inžinierskej rajonizácie, mapu agresivity podzemných vôd*, mapu preskúmanosti územia a sprievodnú textovú správu s podrobným opisom inžinierskogeologických pomerov i podmienok výstavby a stručným zhodnotením základných problémov využívania i ochrany geologického prostredia v danom území. Po verejných oponentúrach sa atlasy odovzdali na služobné potreby SGÚ, IGHP, š. p., Žilina, Štátnemu ústavu pre územné plánovanie (Urbionu), odborom výstavby KNV a ostatným odborným organizáciám do Geofondu. Na záver spracovania mapo-

* Mapu agresivity podzemných vôd pre každý atlas zostavili pracovníci Katedry podzemných vôd PF UK: Böhm, Hyánková a Fendeková.



Obr. 1. Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000 – klad listov.

Fig. 1. Synoptical engineering geological map of Slovakia, layout in 1:200,000 scale.

vého diela sa zostavila súborná správa (Hrašna et al., 1984), v ktorej okrem opisu obsahu máp a metodiky ich zostavenia boli zhodnotené aj hlavné geofaktory obmedzujúce výstavbu na území Slovenska.

Vzhľadom na to, že okruh záujemcov o mapy bol podstatne širší než počet vyhotovených exemplárov, ako aj preto, že problémy využívania a ochrany geologického prostredia zohrávajú pri riešení rôznych projektov na hospodárske využitie územia čoraz väčšiu úlohu, rozhodol Slovenský geologický úrad o ich vydaní tlačou. S prihliadnutím na prácnosť a ekonomickú náročnosť máp vydávaných tlačou bolo rozhodnuté zostaviť pre celé územie Slovenska jeden typ inžinierskogeologických máp, ktorý by však bol určitou zjednodušenou syntézou predchádzajúcich súborov máp, prístupnou pre široký okruh záujemcov nielen z radov geológov, ale aj odborníkov bez hlbšej geologickej prípravy.

Rukopisy tohto mapového diela boli zostavené v rokoch 1986 a 1987 a kartolitograficky spracované a tlačené postupne v rokoch 1987 až 1989. Posledný mapový list a textové vysvetlivky k mapám vyšli začiatkom roka 1990.

Zostavená Inžinierskogeologická mapa Slovenska je vytlačená na 12 listoch novej topografickej osnovy (tzv. Podkladovej mapy ČSSR 1:200 000) určenej pre verejnosť, a to: Žilina, Liptovský Mikuláš, Bardejov, Medzilaborce, Trnava, Banská Bystrica, Rimavská Sobota, Košice, Michalovce, Bratislava, Nitra, Lučenec. Klad listov je znázornený na obr. 1.

Stručná charakteristika mapy

Mapa obsahuje základné informácie o inžinierskogeologických pomeroch i ďalších geofaktoroch životného prostredia na území Slovenska, ako sú:

horninové prostredie, reliéf, povrchové i podzemné vody, geodynamické javy, ložiská nerastných surovín, chránené územia a územia s úrodnými pôdami.

Horninové prostredie je v mape charakterizované typmi inžinierskogeologických rájónov, ktoré sú v súlade s metodikou typologickej rajonizácie (Matula a Hrašna, 1976) i s novými smernicami na inžinierskogeologické mapovanie (SGÚ, 1989) vyčlenené podľa litologických komplexov vystupujúcich pri povrchu územia (minimálne v hĺbke do 10 m), a prevládajúcimi typmi hornín, ktoré vytvárajú základovú pôdu v hĺbke do 5 m.

Rájóny sú v mape ohraničené plnými čiarami a označené príslušnými symbolmi. Ak v hĺbke do 10 m vystupuje viac kvartérnych komplexov nad sebou, sú v mape vyčlenené rájóny kombinované, pričom v ich symbole sú označené všetky zastúpené komplexy (napr. EpFn – rájón eolických pieskov na fluvialných sedimentoch). V tektonicky poklesnutých štruktúrach Viedenskej, Podunajskej a Východoslovenskej nížiny sú extrémne hrúbky kvartéru (väčšie než 20 m) vyznačené izočiarami.

Prevládajúce horninové typy v hĺbke do 5 m sú vyčlenené v súlade s ČSN 721001 a ČSN 731001, pričom sa rozlišujú: skalné a poloskalné horniny, štrkovité, piesčité a jemnozrnné zeminy (a ich typické kombinácie), ako aj inžinierskogeologicky veľmi nepriaznivé organické a kašovité zeminy. V mape sú horninové typy vyznačené farbou plochy.

Reliéf územia je na mape charakterizovaný vrstevnicami, vodnými tokmi a kótami. Bližšiu charakteristiku reliéfu jednotlivých rájónov opisujú textové i tabuľkové vysvetlivky k mape, pričom sa uvádzajú základné typy reliéfu: rovinný, pahorkatinný, vrchovinný, hornatinný; jeho prevládajúca sklonitosť (v klasifikácii podľa Projektu urbanizácie SSR), prípadne i členitosť (podľa dĺžky eróz-

nych zníženích pripadajúcich na km² územia).

Podzemné vody sú v mape charakterizované najmä údajmi dôležitými z hľadiska inžinierskej geológie. Príslušnými znakmi a symbolmi (modrej farby) sa v nich uvádza približná hĺbka hladiny podzemnej vody v prvom zvodnenom kolektore a jej agresívne vlastnosti, ako aj výskyt hlbšie položených podzemných vôd s napätou hladinou. Okrem toho sú v mape ohraničené hydrogeologické štruktúry s významnými (nad 100 l · s⁻¹) zásobami podzemných vôd a širšie ochranné pásma minerálnych vôd. Osobitnými znakmi je znázornené tiež nebezpečenie znečistenia podzemných vôd.

Líniami, znakmi a symbolmi červenej farby sú na mape znázornené: línie neotektonicky aktívnych a iných významných zlomových porúch, hranice príkrovov a presunov, izolácie seizmickej intenzity (od 5° MSK) a miesta, kde sa v minulosti pozorovala zvýšená seizmická intenzita (+1° MSK), číselné údaje o väčších hrúbkach intenzívne zvetraných hornín, územia s výskytom svahových deformácií – zosuvov, blokových rozpadlín a polí, kamenito-bahňatých prúdov, územia s výskytom erózných rýh a bočnej erózie vodných tokov, územia s výskytom presadavých spraí a pohyblivých pieskov, územia s rôznymi prejavmi skrasovania karbonátových hornín, územia s prejavmi deformácie v dôsledku poddolovania.

Ložiská nerastných surovín, ako aj ďalšie geopotenciály územia sú v mape znázornené líniami a znakmi zelenej farby. Popri nerastných surovinách najbežnejšie využívaných v stavebníctve ako stavebný a dekoračný kameň, štrky, piesky a hliny sú v mape vyznačené tiež ložiská rudných a nerudných surovín a ložiská uhlia.

Z ďalších geopotenciálov sú v mape vyznačené územia s úrodnými poľnohospodárskymi pôdami 1.–3. bonitnej triedy, chránené územia rôznych typov (CHKO, ŠPR, NP a i.), ako aj chránené prírodné výtvory a náleziská.

Aj keď uvedené geopotenciály neovplyvňujú priamo inžinierskogeologické pomery a podmienky výstavby, majú veľký význam pri rozhodovaní o racionálnom využívaní prírodného prostredia a stávajú sa často limitujúcim faktorom výstavby, čo je dostatočným dôvodom, aby sa zobrazovali aj v inžinierskogeologických mapách.

Pri ľavom okraji každého mapového listu sú umiestnené štyri schematické mapky (1 : 1 000 000) obsahujúce geomorfologickú a klimatickú rajonizáciu územia, rajonizáciu agresivity podzemných vôd a územné celky inžinierskogeologickej rajonizácie na úrovni regiónov a oblastí. Na pravom okraji mapových listov sú vysvetlivky v danej mape použitých znakov, symbolov a farieb.

Súborné vysvetlivky znakov, symbolov a farieb použitých v celom mapovom diele (spoločne s dvo-

ma schematickými mapkami Slovenska, v ktorých sú zobrazené rajóny agresivity a inžinierskogeologické regióny a oblasti) sú prehľadne spracované na osobitnom liste.

Na dvoch samostatných listoch je v tabuľkovej forme spracovaná aj prehľadná charakteristika v mape vyčlenených inžinierskogeologických rajónov. Obsahuje typové rezy územím rajónov, charakteristiku zložiek inžinierskogeologických pomerov v rajónoch (hornín, reliéfu, podzemnej vody a geodynamických javov) a stručný opis geologických faktorov významne ovplyvňujúcich v území rajónov životné prostredie. Súčasťou toho opisu je aj posúdenie vhodnosti územia rajónov na ukladanie odpadov.

Textové vysvetlivky k mape obsahujú okrem metodiky jej zostavenia a návodov na možnosti jej využitia regionálnu charakteristiku inžinierskogeologických pomerov na území Slovenska (kapitola 3), klasifikáciu a zhodnotenie geologických faktorov priaznivo i nepriaznivo ovplyvňujúcich životné prostredie (kapitola 4) a podrobnú charakteristiku geologického prostredia a geofaktorov životného prostredia v jednotlivých typoch inžinierskogeologických rajónov (kapitola 5).

Záver

Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000 je zostavená na základe rovnakej metodiky ako základné inžinierskogeologické mapy v mierke 1 : 25 000. Vytvára pre mozaiku týchto máp jednotný skelet zväzujúci podrobnejšie zmapované urbanistické areály s ich zázemím. Vzniká tak ucelený informačný systém o inžinierskogeologických podmienkach rozvoja celého štátneho územia s podrobnejšími údajmi základných máp v jeho investične exponovaných zónach.

Komplexná informácia o geologickom prostredí obsiahnutá v mape umožňuje správnu orientáciu pri riešení problémov racionálneho využívania územia i jeho geologických potenciálov. Možno ju využiť pri ochrane životného prostredia pred nežiadúcimi geologickými procesmi, pri ochrane geologického i krajinného prostredia pred znečisťovaním a narušovaním ich prírodných rovnováh, ako aj pri príprave podkladov na realizáciu náročných priemyslových a energetických stavieb, dopravných a podzemných stavieb i sídlisko-priemyslových aglomerácií, vyžadujúcich premyslené územno-urbanistické plánovanie.

Mapa i vysvetľujúci text k nej sú zostavené tak, aby boli zrozumiteľné a užitočné pre čo najširší okruh užívateľov geologických informácií z radov inžinierov, geológov, geografov a ekológov, ale aj politických a hospodárskych pracovníkov zaoberajúcich sa riešením problémov v územnom plánova-

ní, urbanizme, projektovaní, v ťažbe surovín, v oblasti ochrany prírody, ukladania odpadov a pod.

Literatúra

- Holzer, R. 1983: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000, listy Poprad – Košice – R. Seč. *Manuskript – archív KIG PF UK Bratislava*.
- Hrašna, M. 1981: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000, listy Bratislava – Nitra. *Manuskript – archív KIG PF UK Bratislava*.
- Hrašna, M., Matula, M. a Ondrášik, R. 1984: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000. *Záverečná správa – archív KIG PF UK Bratislava*.
- Kolektív, 1980: Projekt urbanizácie SSR do roku 2000. *Urbion Bratislava*.
- Matula, M. a Hrašna, M. 1976: Typologická rajonizácia v inžinierskej geológii. *Acta Geol. Geograph. Univ. Comen., Geol.*, 29, 5–28.
- Ondrášik, R., Hyánková, A. a Letko, V. 1980: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000, listy B. Bystrica – Lučenec. *Manuskript – archív KIG PF UK Bratislava*.
- Ondrášik, R. a Hyánková, A. 1983: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000, listy Gottwaldov – Žilina. *Manuskript – archív KIG PF UK Bratislava*.
- Slovenský geologický úrad, 1989: Smernica č. 1/1989 na zostavenie inžinierskogeologických máp.
- Vlčko, J. 1984: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000, listy Znojmo – Trnava. *Manuskript – archív KIG PF UK Bratislava*.
- Wagner, P. a Letko, V. 1982: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1:200 000, listy Svidník – Michalovce. *Manuskript – archív KIG PF UK Bratislava*.
- ČSN 731001, 1988: Základová pôda pod plošnými základmi.
- ČSN 721001, 1990: Pomenovanie a opis hornín v inžinierskej geológii.

K životnému jubileu RNDr. Ing. Jána Buriana, CSc.



Retrospektívy životných osudov členov slovenskej geologickej verejnosti sa vyznačujú jednak špecifickými črtami tej-ktorej osobnosti, jednak dokumentujú rast mnohých odvetví slovenskej geológie. Životopis RNDr. Ing. Jána Buriana, CSc., je bezpochyby takýmto príkladom angažovaného prístupu jednotlivca k rozvoju ložiskovej geológie, vyhľadávaniu a prieskumu ložísk na Slovensku.

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc., sa narodil 23. 2. 1931 vo Vrútkach. Gymnázium absolvoval v Turčianskom Sv. Martine roku 1950. Záujem o geológiu a baníctvo ho priviedol na Vysokú školu banskú do Sverdľovska, kde vyštudoval odbor geologický prieskum nerastných surovín.

Jeho prvým pracoviskom doma bol Západoslovenský rudný prieskum, n. p., v Turčianskych Tepliciach, v ktorom roku 1956 vykonával funkciu hlavného inžiniera. Potom do roku 1959 pracoval na Úrade predsedníctva Zboru povereníkov v oddelení pre priemysel.

Zmysel pre organizáciu geologickej výskumnej činnosti a odborné vedomosti ho priviedli na Geologický

ústav Dionýza Štúra, kde bol vedúcim oddelenia ložísk a riešiteľom problematiky rudných ložísk v Banskej Štiavnici a okolí. Túto prácu prerušila jeho expertízna činnosť na Kube v rokoch 1964–1966. Po návrate pokračoval v práci v GÚDŠ a znovu sa orientoval na otázky rúd v Banskej Štiavnici a okolí.

Bohaté teoretické vedomosti aj praktické skúsenosti umožnili Ing. Jánovi Burianovi roku 1968 získať hodnosť kandidáta vied (CSc.) a roku 1969 doktora prírodných vied (RNDr.).

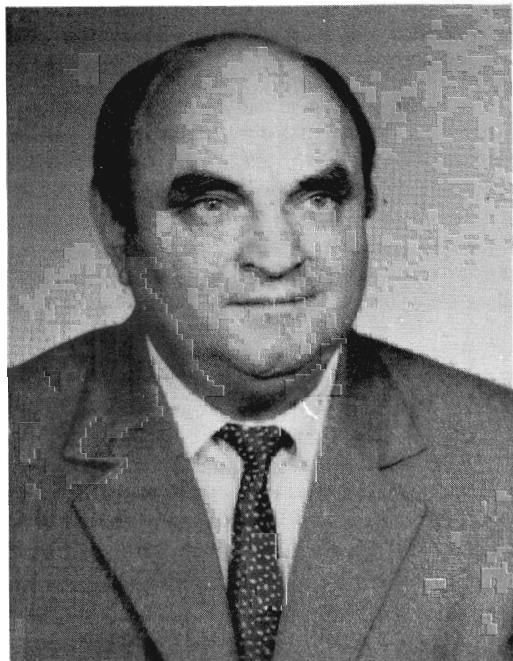
Presvedčenie o tom, že len sústavný geologický prieskum umožní ďalšiu existenciu takých významných historických centier baníctva, ako je Banská Štiavnica, priviedlo ho znovu do Geologického prieskumu v Turčianskych Tepliciach a roku 1975 na Geologický úsek do Banskej Štiavnice. Ako vedúci vybudoval toto pracovisko tak, že je schopné riešiť všetky otázky rozširovania surovínovej základne. Ak máme vyzdvihnúť len niektoré stránky odborného prínosu jubilanta, sú to najmä zásluhy o netradičné typy žilníkovoiimpregnačného zrudnenia v neovulkanitoch vrátane prieskumu typovej lokality Zlatno a vyhľadávania ďalších lokalít tohto typu, ktoré sa môžu stať významným surovínovým zdrojom. Z početných publikácií najlepšie dokazuje vysokú odbornú erudíciu jubilanta monografia Burian et al. (1985): Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. Okrem odborných publikácií je výsledkom práce jubilanta množstvo výskumných správ, posudkov a expertíz k otázkam surovín na Slovensku. Tu treba spomenúť jeho členstvo v Komisii pre klasifikáciu zásob v rokoch 1963–1989 a podiel na riešení viacerých ložiskových tém v rámci RVHP.

Keď nakoniec uvedieme, že RNDr. Ing. Ján Burian, CSc. bol uznesením vlády Slovenskej republiky 10. januára 1990 menovaný do funkcie predsedu Slovenského geologického úradu, vidíme v tom logické vyvrcholenie jeho celoživotnej snahy o budovanie geológie na Slovensku, ktorá by plnila svoje vedecké úlohy, ako aj úlohy v priemyslovom rozvoji Slovenska.

Jubilant dosiahol tieto úspechy vďaka svojej pracovitosti, odbornej zdatnosti, dynamickému štýlu práce a veľkým životným skúsenostiam. Vyzdvihnúť treba aj jeho osobné vlastnosti, ako je citlivý prístup k ľuďom, osobná obetavosť a ochota pomôcť každému v jeho ťažkostiach. Pevne veríme, že jubilant bude úspešne viesť slovenskú geológiu k ďalším dobrým výsledkom aj v meniacich sa ekonomických podmienkach. V mene celej slovenskej geologickej verejnosti mu do ďalších rokov želáme pevné zdravie, doterajší optimizmus v práci i v rodinnom živote a pocit radosti z vykonanej práce.

Miloslav Böhmer

Doc. RNDr. Ján Šajgalík, DrSc., šesťdesiatročný



V plnom pracovnom nadšení sa dožil šesťdesiatich rokov doc. RNDr. Ján Šajgalík, DrSc. Je to príležitosť, aby sme si spoločne zrekapitulovali jeho mnohotvárnú aktivitu, pripili mu pohárom vína a zaspievali si s ním jeho známu Džunga, Džunga . . .

Narodil sa 3. 11. 1930 v osade Gašparovo, obec Beňuš (okr. Banská Bystrica). Do ľudovej školy chodil vo Filipove a neskôr v Beňuši. Po maturite na Gymnáziu v Brezne n/Hronom roku 1949 sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu UK v Bratislave na aprobáciu prírodopisu – zemepis, ale po dvoch ročníkoch, keď sa vytvorila nová špecializácia, venoval sa výlučne štúdiu geológie. Už ako študent sa zapájal do výskumných úloh katedry geológie a bol vedeckou pomocnou silou. V poslednom ročníku štúdia sa stal asistentom pri akademikovi D. Andrusovovi.

Vysokoškolské štúdium ukončil v r. 1953 na Prírodovedeckej fakulte, resp. Geologicko-geografickej fakulte UK v Bratislave. Do r. 1959 pracoval ako asistent, neskôr ako odborný asistent na katedre geológie. Keď sa vytvorila katedra inžinierskej geológie, prešiel na túto katedru. V roku 1959 začal pôsobiť na novozaloženej katedre geológie, zakladania stavieb a priehrad Stavebnej fakulty SVŠT.

Jubilant r. 1963 obhájil na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave kandidátsku dizertačnú prácu na tému Eolické sedimenty stredného Považia. V r. 1966 obhájil taktiež na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave habilitačnú prácu Pôvod, zloženie a niektoré vlastnosti spraší slovenských Karpát a v r. 1968 bol vymenovaný za docenta na Katedre geotechniky Stavebnej fakulty SVŠT v Bratislave. V roku 1988 obhájil na PF UK doktorskú dizertačnú prácu na tému Spraše slovenských Karpát a ich inžiniersko-geologické vlastnosti. V r. 1990

bol zvolený za vedúceho katedry geotechniky.

Pedagogicko-výchovná práca doc. Šajgalíka sa sústreďuje na geologické predmety. Na Prírodovedeckej fakulte UK ho už ako odborného asistenta poverili vypracovaním prednášok a prednášaním takých predmetov, ktoré na katedre inžinierskej geológie nemali v tom čase tradíciu (napr. sídlíštná, urbanistická geológia). Na Stavebnej fakulte SVŠT prednáša a vedie cvičenia z geológie a inžinierskej geológie, hlavne pre odbory VHVS a KDS. Na Prírodovedeckej fakulte UK do roku 1979 prednášal externe kvartérnu geológiu. Napísal 5 dočasných vysokoškolských učebníc (z toho dve v spoluautorstve). Je vedúcim autorom celoštátnej učebnice Geológia, ktorá vyšla v r. 1986 a slúži pre študentov Stavebnej fakult.

Ako učiteľ je náročný, ale vie nadviazať kontakt so študentmi. Do výučby prenáša aktuálnu problematiku geodynamických procesov. Bol vedúcim viacerých krúžkov ŠVOČ, ktoré sa umiestnili na prvých miestach v slovenskom i celoštátnom kole. Je členom komisie pre ŠZS na SvF SVŠT, členom komisie pre obhajoby kandidátskych a doktorských prác na UK. Doteraz vyškolil troch kandidátov vied. Za svedomitú pedagogicko-výchovnú prácu bol v r. 1982 a 1989 ocenený uznaním dekana. Jeho práca bola tiež ocenená striebornou medailou Prírodovedeckej fakulty UK a striebornou medailou SVŠT.

Vedeckovýskumná činnosť doc. Šajgalíka je zameraná hlavne na súdržné zeminy, a to na spraše. Z tejto problematiky napísal kandidátsku, habilitačnú prácu, ako aj doktorskú dizertačnú prácu. Bol zodpovedným riešiteľom 7 čiastkových úloh štátneho plánu a spoluriešiteľom troch, ktoré bezprostredne súviseli s problematikou spraše. Pri výskumnej práci udržiava trvalé kontakty s pracovníkmi sesterských katedier vysokých škôl v Bratislave a Prahe, ako aj s výskumnými ústavmi, kde pôsobí ako oponent a člen opONENTSKEJ rady.

Vyriešením teoretických otázok vnútornej stavby spraší podáva jubilant projektantom dobré podklady o prírodnom sprašovom profile v adekvátnej inžiniersko-geologickej interpretácii.

Celkove mu vyšlo 60 článkov a konferenčných príspevkov. Z toho samostatných vedeckých článkov 15, v spoluautorstve 26, odborných samostatne 4, v spoluautorstve 15. Šesť článkov vyšlo v zahraničí. Vypracoval 16 väčších expertíz, množstvo opONENTSKÝCH posudkov na výskumné a kandidátske práce. Za jeho priekopnícke práce v sprašovej problematike bol na 12. kongrese INQUA (International Union for Quaternary Research), ktorý sa konal v Kanade r. 1987, zvolený za člena sprašovej komisie.

Hlavné myšlienky jeho doktorskej dizertácie boli publikované v monografii (spoluautor Modlitba) Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Na túto monografiu vyšli veľmi priaznivé recenzie aj v zahraničí (Poľsko, Kanada).

Záslužná je aj činnosť jubilanta pri popularizácii odboru. Takéhoto charakteru je aj monografia Vo svete nerastov, ktorej je spoluautorom.

Sústavne spolupracuje so stavebnou praxou vo forme

expertíz k špeciálnym inžinierskogeologickým problémom. Známe sú jeho expertízy na sanáciu objektov v Novom Meste n/Váhom, Vrbovom, Trnave a iné. Ako prvý na Slovensku sa začal zaoberať stabilitným zabezpečením skalných masívov, na ktorých sú postavené najdôležitejšie historické pamiatky (bratislavský hrad, hrad Devín a pod.). Nie menej známe sú jeho podklady inžinierskogeologických podmienok výstavby miest. Za jeho pomoc pri riešení geotechnických problémov Bratislavy mu bolo v r. 1984 udelené vyznamenanie Budovateľ Bratislavy.

Doc. RNDr. Ján Šajgalík, DrSc., výrazne prispel do pokladnice úspechov československej geológie a v inžinierskej geológii sa stal osobnosťou uznávanou nielen doma, ale aj za hranicami našej vlasti. V mene všetkých pracovníkov Katedry geotechniky SvF SVŠT a v mene členov Slovenskej geologickej spoločnosti želáme jubilantovi aj do ďalších rokov dobré zdravie, veľa pohody v kruhu jeho rodiny, či už vo funkcii manžela, otca či starého otca.

František Baliak

Zoznam publikovaných prác J. Šajgalíka

- Šajgalík, J. 1955: Geologické pomery Horného Hrona medzi Bujakovom a Závadkou. *Geol. Práce, Zpr.*, 2, 132–144.
- Šajgalík, J. 1958: Pokryvné útvary juhovýchodnej časti Devínskej Brány. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 1, 197–211.
- Šajgalík, J. 1958: Niekoľko poznámok k pokryvným útvarom Veľkých Kapušian. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 1, 212–218.
- Šajgalík, J., Martiny, E., Čičel, B. 1961: Pôvod, mineralogickochemické zloženie a koloidno-disperzné minerály spraší z okolia Trenčína. *Geol. Zbor.*, XII, 2, 265–276.
- Šajgalík, J., Gíret, A. 1963: Základové pôdy mesta Šahy. *Geol. Práce, Zpr.*, 64, 202–222.
- Šajgalík, J. 1964: Die Lössablagerungen des Váh-Tales. *Geol. Zbor.*, XV, 2, 243–252.
- Šajgalík, J. 1964: Petrografia považských spraší. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 9, 213–218.
- Šajgalík, J. 1964: Genéza spraší vo svetle súčasných výskumov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 9, 219–228.
- Šajgalík, J. 1964: Bludné balvany. *PAS*, 18, 44–45.
- Šajgalík, J. 1966: Rastú skaly na roli? *PAS*, 5, 28–31.
- Šajgalík, J. 1966: Má ľudstvo pevnú pôdu pod nohami? *Smena*, 30, 1, XIX.
- Šajgalík, J. 1966: Čo hovoria vulkány? In: *Ostrov zemetrasení. Bratislava, vyd. Mladé letá.*
- Šajgalík, J. 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 12, Bratislava, SNP, 133–154.
- Šajgalík, J., Minaříková, D., Hraško, J. 1968: Zloženie a vlastnosti spraší veľkých nížinných riek. *Ved. Práce labor. Pôd.*, 3, Bratislava, SVPL, 243–281.
- Šajgalík, J., Minaříková, D. 1968: Vplyv geografických pomerov na genézu spraší. *Acta Rer. Natur., Mus. nat. slov.*, Vol. XIV–I, Bratislava, 5–28.
- Šajgalík, J., Krist, J. 1969: Zmeny kvantitatívneho zastúpenia ťažkých minerálov spraší v závislosti od zrnitosti sedimentu. *Geol. Průzk.*, XI, 2, 54 s.
- Šajgalík, J., Malgot, J. 1969: Geotechnické problémy výstavby na podkopaných sprašiach v Novom Meste n/Váhom. *Geol. Průzk.*, XI, 7, Praha, SNTL, 197–199.
- Šajgalík, J., Kahan, Š., Klepsatel, F., Lehotský, J. 1969: Inžiniersko-geologické pomery a návrh sanácie skalného masívu bratislavského podhradia. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 18, 137–164.
- Šajgalík, J., Klepsatel, F. 1970: Dajú sa skaly prišíváť? *PAS*, 11, 55–59.
- Šajgalík, J., Klepsatel, F., Zeisel, L. 1971: Sanácia hradnej skaly v Bratislave. *Inž. Stavby*, 18, 2, Alfa Bratislava, 70–74.
- Šajgalík, J., Letko, V. 1972: Geotechnické vlastnosti spraší dokumentované na profile Nitra – Čermáň. *Geol. Práce, Spr.*, 58, Bratislava, 169–188.
- Šajgalík, J., Modlitba, I. 1973: Vplyv prostredia vzniku sedimentu na niektoré fyzikálno-mechanické vlastnosti spraší. *Mineralia slov.*, 5, 1, 9–20.
- Šajgalík, J., Kahan, Š., Mock, R. 1973: Die geologischen Verhältnisse des Areals der Burg Devín von dem Gesichtspunkt seiner Sanierung. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 26, Bratislava, 243–266.
- Hulman, R., Šajgalík, J., Vámoš, F. 1973: Podklady pre jednotlivé stupne projektovania bytovej výstavby Bratislavy. In: *Význam a úlohy inž. geológie pre výstavbu hlavného mesta Bratislavy. Bratislava*, 1–12.
- Šajgalík, J., Hulman, R., Vámoš, F. 1974: Geotechnické podmienky výstavby Petržalky. *Mineralia slov.*, 6, 1, 41–53.
- Šajgalík, J., Hulman, R., Vámoš, F. 1975: Inžinierskogeologické podmienky výstavby na pravom brehu Dunaja v Bratislave. In: *Súčasný stav mechaniky zemín v ČSSR. Zborník prednášok z konferencie konanej v dňoch 14.–16. 5. 1975 v Tatranskej Lomnici. Vydala Slov. spol. pre tech. pri SAV Bratislava*, 340–358.
- Šajgalík, J., Mahr, T. 1975: Geotechnické vlastnosti mladowürmských spraší sv. časti Trnavskej pahorkatiny. *Geotech. Zbor.*, Bratislava, Alfa, 37–50.
- Šajgalík, J., Hulman, R. 1976: Geologické pomery centrálnej mestskej oblasti v Bratislave. *Geol. Průzk.*, XVIII, Praha, SNTL, 5–8.
- Šajgalík, J., Kahan, Š. 1976: Geologický vývoj Tatier. In: *J. Houdek, J. Bohuš: Osudy Tatier. Šport Bratislava*, 1–31.
- Šajgalík, J. 1977: Makropórovitosť spraší a jej problematika. *Mineralia slov.*, 9, 321–326.
- Šajgalík, J., Modlitba, I., Vámoš, F. 1977: Izučenie petrogenetického obuslovenosti prosadočnosti lessových porod cholestoj mestnosti u goroda Trnava. In: *Zbor. 5. dunajskej konferencie: Mechanika zemín a zakladanie stavieb. Bratislava*, 389–403.
- Šajgalík, J. 1978: Poruchy stavieb založených na sprašiach a ich príčiny. *Zborník prednášok Zakladanie 78. I. Košice, ČSVTS*, 145–151.
- Šajgalík, J. 1979: Influence of Loess Structure Collapse on residential Areas. In: *Symposium IAEG, Changes of the Geological Environment under the Influence of Man's Activity. Part II.*, Warszawa, 238–245.
- Šajgalík, J., Modlitba, I. 1979: Štúdium preliačivosti spraší Trnavskej pahorkatiny. In: *Inžinierskogeologické štúdium horninového prostredia a geodynamických procesov. Bratislava, Veda*, 244–260.
- Šajgalík, J., Mahr, T. 1979: Vývoj, zloženie a vlastnosti štvrtohorných sedimentov západnej časti Bratislavy. *Geol. Práce, Spr.*, 73, Bratislava, 161–172.
- Šajgalík, J. 1980: Dependence of Microstructure of Loesses on their Genesis. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, T. 22 (1–4). Budapest, 255–266.
- Šajgalík, J. 1980: Principles of Loess Structural Collapse. In: *Naučnaja sessia v čest 1300-letija Bolgarskogo gosudarstva. Sofia*.
- Šajgalík, J., Modlitba, I. 1980: Vyčlenenie geologicky rovnorodých celkov spraší pre účely inž. geológie. In: *Zborník prednášok z medzinárodnej vedecko-technickej konferencie „Intergeotechnika“*, 126–134.
- Šajgalík, J., Rybárová, P., Vámoš, F. 1981: Vlastnosti spraší Trnavskej pahorkatiny. In: *Zborník prednášok Inžinierskogeologické problémy horninového a krajinného prostredia v investičnej výstavbe. Košice*.
- Hulman, R., Vámoš, F., Šajgalík, J. 1981: Hydrogeologická charakteristika elúvia Váhu v oblasti Piešťan. In: *9. Celostátní konference Zakládání staveb. Sborník přednášek Brno*.

- Ondrášik, R., Šajgalík, J. 1981: Inžinierskogeologické štúdium geodynamických javov. In: *Zborník referátov IV. Slovenská geologická konferencia*, 7, Bratislava, 109–120.
- Rybárová, P., Šajgalík, J. 1981: Kritéria preliačivosti spraše a vhodnosť ich použitia. *Mineralia slov.*, 14, 63–76.
- Vámoš, F., Šajgalík, J., Hulman, R. 1981: Použitie inžinierskogeologických máp v štádiu oblastného plánovania dokumentované na území Piešťan. In: *9. Celostátní konference Zakládání staveb. Sborník přednášek Brno*, 202–208.
- Šajgalík, J. 1982: Influence of Microtexture of Loess on their Physical-mechanical Properties, XI, INQUA Congress, II. Moskva, p. 274.
- Šajgalík, J., Rybárová, P. 1982: Tvorba realistického geotechnického modelu spraší metódami matematickej štatistiky. *Geol. Průzk.*, 10, 24, Praha, SNTL, 283–286.
- Rybárová, P., Šajgalík, J. 1982: Preliačivosť spraší, jej prognóza a laboratórne určenie. *Inž. Stavby*, 30, 10, Bratislava, Alfa, 456–461.
- Šajgalík, J., Rybárová, P. 1982: Analýza kritéria ČSN 73 1001 z hľadiska preliačivosti spraší. In: *Zborník prednášok z konferencie: Aktuálne problémy v geomechanike. Košice*, 49–58.
- Šajgalík, J., Nemček, A. 1982: Geologické pomery Bratislavy. In: *Zborník prednášok: Požiadavky výstavby rýchlodráhy v Bratislave na inžinierskogeologický prieskum a súčasná preskúmanosť územia. Bratislava*, 33–39.
- Vámoš, F., Baliak, F., Mahr, T., Šajgalík, J. 1982: Inžinierskogeologické pomery navrhovaných trás. In: *Zborník prednášok: Požiadavky výstavby rýchlodráhy v Bratislave na inžinierskogeologický prieskum a súčasná preskúmanosť územia. Bratislava*, 62–69.
- Siegel, S., Čabalová, D., Šajgalík, J. 1983: Vo svete nerastov. Bratislava, Alfa, s. 240.
- Šajgalík, J., Modlitba, I. 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastností. Bratislava, Veda, s. 242.
- Rybárová, P., Šajgalík, J., Grambličková, D. 1983: Mechanical Properties of Loess soils of the Danubian Lowland and their correlation Relationships. In: *VII. Danube – European Conference on soil Mechanics and Foundation Engineering, USSR, Kishinov, I, sess. I–II*, 137–143.
- Rybárová, P., Šajgalík, J., Grambličková, D. 1983: Mechanické vlastnosti spraší Podunajskej nížiny a ich korelačné závislosti vo vzťahu ku genéze. In: *11. Celostátní konference Zakládání staveb. Brno*, 76–83.
- Malgot, J., Baliak, F., Mahr, T., Ondrášik, R., Sikora, J., Šajgalík, J. 1983: Geotechnické problémy rekonštrukcie hradu Strečno. In: *11. Celostátní konference Zakládání staveb, Brno*, 168–171.
- Malgot, J., Baliak, F., Mahr, T., Ondrášik, R., Sikora, J., Šajgalík, J. 1983: In: *Engineering geological research for the Strečno Castle Saving. Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 6, Bratislava, 695–716.
- Malgot, J., Baliak, F., Mahr, T., Ondrášik, R., Sikora, J., Šajgalík, J. 1983: Inžinierskogeologický prieskum pre rekonštrukciu hradu Strečno. *Geol. Průzk.*, 25, 6, 161–165.
- Šajgalík, J. 1984: Uplatnenie geochemických metód pri výskume spraší. In: *Zborník Inžinierskogeologické sympóziu k 60. narod. Prof. Matulu. Bratislava*, 252–258.
- Šajgalík, J. 1985: Loess formation conditions in the Slovak Carpathians and their influence on the Physical-mechanical Properties. *Proc. XIII. Congress KBGA part II. Cracow*, 5–10, 538–542.
- Šajgalík, J. a kol. 1986: *Geológia, Alfa Bratislava*, 561 s.
- Šajgalík, J. 1987: Vplyv urbanizmu a inej inžinierskej činnosti na chovanie spraší. *Mineralia slov.*, 19, 541–551.
- Šajgalík, J. 1988: Príčiny porúch stavieb postavených na sprašiach. *Geol. Průzk.*, 8, 22, 234–236.
- Šajgalík, J. 1988: Genéza spraší a jej problematika. In: *Zborník prednášok Zakladanie v podmienkach makropórovitých zemin. Košice*, 1–9.
- Šajgalík, J., Vámoš, F., Gomolčák, F. 1988: Poznatky z inžiniersko-geologického mapovania sprašových sedimentov v nitrianskom urbanizačnom regióne. *Mineralia slov.*, 20, 69–76.
- Šajgalík, J., Rybárová, P. 1988: Geotechnické vlastnosti spraší Podunajskej nížiny. In: *Zborník prednášok Zakladanie v makropórovitých zeminách. Košice*, 9–17.
- Šajgalík, J., Modlitba, I., Matys, M. 1988: Spraše Slovenska a poruchy objektov. In: *Sborník přednášek 16. konference Zakládání staveb. Brno*, 70–74.
- Šajgalík, J., Letavay, M. 1989: Nerešpektovanie geotechnických podmienok pri úprave kúrie v Pečenadoch. In: *Zborník prednášok geotechnické problémy při sanacích a rekonstrukcích městských historických center. Brno*, 212–217.
- Šajgalík, J. 1990: The Danubian Lowland Loess Soils Geotechnical Properties of the Slovak Carpathians. *Manual on Loess. Acta geol. Acad. Sci. Hung., Budapest*.
- Šajgalík, J. 1990: Sagging of Loesses and its Problems Manual on Loess. *Acta geol. Acad. Sci. hung., Budapest*.
- Šajgalík, J. 1990: Poruchy objektov založených na prachovitých sedimentoch vplyvom ich preliačenia. In: *Zborník zo VII. konf. Uplatňovanie vedecko-technického rozvoja vo vodohospodárskej výstavbe a typizácii. Košice*, 29–33.
- Šajgalík, J., Rybárová, P. 1990: Inžinierskogeologické vlastnosti spraší v podzákladi atómovej elektrárne Jaslovské Bohunice I. In: *Zborník Geotechnické problémy energetickej výstavby. Košice*, 23–27.
- Ondrášik, R., Vojtaško, I., Šajgalík, J., Vlasko, I. 1990: Inžinierska geológia pri výstavbe hlavného mesta SR Bratislavy. In: *5. medzinár. geol. konferencia Bratislava*.
- Matys, M., Šajgalík, J., Modlitba, I. 1990: Foundation of Buildings on Loess in Slovakia. *IX. Krajowa konferencja mechaniki gruntow i fundamentowania. Kraków*, 141–152.

Pokusy o zriadenie prvej štátnej geologickej inštitúcie na Slovensku v období rokov 1935–1940

V minulom roku sme si pripomenuli významné jubileum zriadenia štátneho geologického ústavu na Slovensku – Geologického ústavu D. Štúra.

Prvé pokusy o zriadenie samostatného geologického ústavu na Slovensku vychádzali z potrieb banského priemyslu pri vyhľadávaní nerastných surovín. Už v septembri 1935 bolo vypracované Memorandum o nutnosti urýchleného geologického výskumu Slovenska a Podkarpatskej Rusi pre Ministerstvo verejných prác, ktoré rozhodlo roku 1938 zvolal poradú o geologickom výskume Slovenska. V zmysle záverov z tejto porady podal prof. D. Andrusov návrh stanov a programu činnosti Ústavu pre nerastný výskum Slovenska pri Vysoké škole technickej dr. M. R. Štefánika v Turčianskom Svätom Martine, ktoré vypracoval v januári 1939.

Ústav po právnej stránke mal byť súčasťou Vysoké školy technickej a ako taký mal podliehať Ministerstvu školstva a národnej osvety a organizačne Ministerstvu dopravy a verejných prác, rezortu verejných prác v Bratislave. Jeho cieľom malo byť vykonávanie a organizovanie systematického výskumu nerastného bohatstva Slovenska, predovšetkým rudných a vôbec užitočných nerastov, ako prírodných živíc, uhlia, kamennej soli, sadrovca, ohňovzdorných hmôt, stavebných materiálov, surovín na výrobu vápna, cementu, atď., ako aj hornín. Tento výskum mal slúžiť za základ pre rozvoj slovenského priemyslu a pripravovať cesty pre vývin nových odvetví priemyselného podnikania. Ústav mal mať výlučne praktickú úlohu, ale bude ho treba považovať za ústav vedecký.

Každoročne, najmä v letných mesiacoch, mal ústav zabezpečovať geologické výskumy v prírode s cieľom vyhľadávať nové ložiská nerastných surovín najrozličnejšieho druhu a robiť štúdie ložísk, ktoré boli exploatované alebo len známe, ale dovtedy nevyužívané. Pri tejto činnosti by mal vykonávať aj sondovacie práce. Výskum nerastných surovín by sa mal orientovať dvojakým smerom – najprv študovať nerastné suroviny regionálne, t. j. oblasť za oblasťou, a potom sa bližšie zaoberať výskumom jednotlivých druhov nerastných surovín na území Slovenska. Prvý smer výskumu sa mal vopred realizovať tak, že by ústav zostavoval podrobné mapy výskytov všetkých druhov užitočných nerastov, hornín, minerálnych prameňov, ktoré by sa spracovávali a vydávali tlačou v mierke 1:200 000 a boli by opatrené vysvetlivkami. Ďalej mal uverejňovať výsledky svojich výskumov vykonaných z vlastnej iniciatívy a okrem podrobnejších ložiskových máp vydať veľmi prehľadnú mapu užitočných nerastov a hornín Slovenska v menšej mierke. Mal by tiež vydávať v prehľadnej i podrobnejšej mierke geologické mapy oblastí, v ktorých sa vyskytujú užitočné nerasty a horniny. Niektoré publikácie by vydával aj cudzojazyčne, aby sa aj v zahraničných podnikateľských kruhoch vzbudil záujem o slovenské ložiská. Okrem prác, ktoré by ústav vykonával z vlastnej iniciatívy, venoval by sa aj riešeniu jednotlivých praktických úloh, ktoré by mu určila slovenská vláda, najmä Ministerstvo dopravy a verejných prác a Ministerstvo hospodárstva, prípadne by robil aj výskumné práce na žiadosť iných verejných a súkromných inštitúcií

a podnikateľských firiem. V záležitostiach týkajúcich sa využitia nerastného bohatstva Slovenska by pôsobil ako poradný orgán Ministerstva dopravy a verejných prác a Ministerstva hospodárstva. Na základe ich požiadaviek by vypracovával rôzne posudky. V otázkach týkajúcich sa využitia nerastného bohatstva by predkladal uvedeným ministerstvám správy aj z vlastnej iniciatívy. Na vyzvanie úradov alebo rôznych stránok by pôsobil ako rozhodcovský orgán v sporných otázkach, súvisiacich s ložiskami nerastných surovín. Svoje výskumy by vykonával štátnymi pracovnými silami v spolupráci s miestnymi pracovníkmi (napr. stredoškolskými profesormi prírodopisu), ktorí majú iné zamestnanie a prácam pre ústav by sa venovali len cez letné prázdniny. Ako ústav pričlenený k Vysoké škole technickej by pôsobil aj výchovne tým, že by do výskumu ložísk užitočných nerastov a hornín zapojil aj vysokoškolských poslucháčov, ktorí by o to mali záujem. Pre nich a miestnych pracovníkov by mohol ústav organizovať kurzy geologického výskumu a mapovania, aby im umožnil účasť na výskume nerastného bohatstva Slovenska. Ústav mal umožniť miestnym pracovníkom a poslucháčom techniky, aby sa špecializovali v odboroch, ktorým sa mal ústav venovať. Tým by prispel k rozšíreniu počtu geológov a mineralógov – Slovákov, ktorí by doplnili počet stálych pracovníkov ústavu. K ústavu by malo byť pričlenené chemické laboratórium vybavené na výskum užitočných hornín a nerastov, v ktorých sa vykonávali petrografické, metalografické, chemické a iné skúšky nerastov a hornín na žiadosť úradov alebo súkromníkov a vydávali sa posudky a výkazy o výsledku skúšok. Ústav by sa mal starať aj o zbieranie a uchovávanie vzoriek nerastných surovín Slovenska, vzoriek hornín z hlbinných vrto, profilov vrto a mal by sa založiť archív originálnych geologických máp. Vo svojej činnosti mal úzko spolupracovať s inými vedeckými inštitúciami, s bankskými, vojenskými a inými úradmi.

Správou a zastupovaním ústavu by mal byť poverený jeho prednosta, zodpovedný za vedecké, správne a hospodárske vedenie ústavu, ktorým by bol profesor Geologického ústavu na Vysoké škole technickej dr. M. R. Štefánika (toto ustanovenie bolo treba považovať za dočasné).

Prednosta mal pred začiatkom výskumnej sezóny podať Ministerstvu dopravy a verejných prác program výskumných prác v teréne a na konci roku správu o výsledkoch týchto prác. Ďalej mal riadiť a kontrolovať výskumy stálych pracovníkov a zamestnancov a dočasných vedeckých pracovníkov a redigovať publikácie vydávané ústavom. Menovanie do funkcie prednostu ústavu by mal potvrdzovať minister dopravy a verejných prác v Bratislave so súhlasom Ministerstva školstva a národnej osvety v Bratislave a profesorského zboru Vysoké školy technickej dr. M. R. Štefánika. Za svoju činnosť v ústave by bol prednosta zodpovedný Ministerstvu dopravy a verejných prác v Bratislave.

Výskumné práce v teréne a v ústavoch by mali pod vedením prednostu ústavu vykonávať stáli a dočasní pracovníci. Stálymi vedeckými silami ústavu mali byť zapracovaní pracovníci v odbore geologických a mineralogických vied s vysokoškolským vzdelaním alebo banskí inžinieri, ktorí sa zaoberali výskumom ložísk a boli štátnymi zamestnancami alebo úradníkmi vedeckých ústavov. Rovnaké zaradenie mali mať chemici s vysokoškolským vzdelaním. Stálych vedeckých pracovníkov malo na návrh prednostu ústavu menovať Ministerstvo dopravy a verejných prác alebo na návrh profesorského zboru Vysoké školy technickej Ministerstvo školstva a národnej osvety v Bratislave.

Dočasní pracovníci mali byť dvojakého charakteru. Jedni by

vykonávali práce pre ústav len počas letných výskumných prác (stredoškolskí profesori alebo inak zamestnaní pracovníci, ktorí sa zaujímali o nerastný výskum Slovenska). Okrem nich by ústav zamestnával aj dočasných pracovníkov so stálym mesačným platom, a to na práce, ktoré by nestačili vykonať vlastnými stálymi pracovníkmi. Pri prijímaní pracovníkov ústavu mali byť uprednostnení uchádzači slovenskej národnosti. Okrem vedeckých pracovníkov by mal mať ústav aj pomocný úradnícky a zriadenecký personál. Jedného zo stálych vedeckých pracovníkov by mohol prednosta poveriť svojím dočasným zastupovaním, ak by bol zaneprázdnený.

Príjmy ústavu mali tvoriť riadne a mimoriadne dotácie poskytované Ministerstvom dopravy a verejných prác, dary a príspevky verejných korporácií, podnikov alebo jednotlivcov poskytované bez konkrétneho určenia alebo na riešenie určitých úloh, prostriedky, ktoré by získal ústav predajom svojich publikácií a poplatky za skúšky a výskumy vykonané na objednávku zákazníkov, ktorých výšku by určoval prednosta ústavu až do času, keď by boli stanovené štátnou správou.

Spolu s návrhom stanov predložil prof. D. Andrusov aj návrh pracovného plánu Ústavu pre nerastný výskum Slovenska. Podľa tohto návrhu by si ústav pri začatí svojej činnosti stanovil širší program asi na dobu 5 rokov a program na rok 1939.

V roku 1939 mal ústav podľa návrhu pracovného plánu podniknúť v rámci vlastného bádania najprv regionálny výskum výskytov úžitkových nerastov a hornín a začať zostavovať ložiskové mapy na listoch generálnej mapy Banská Bystrica a Trenčín a potom aj na ďalších listoch. Ďalej mal systematicky preskúmať jednotlivé druhy nevyhadených nerastov, najmä ohňovzdorných surovín, zo stavebných hmôt mal venovať pozornosť predovšetkým slovenským mramorom a urobiť podrobný výskum treťohornej uhľonosnej formácie Slovenska.

So zmenou politických pomerov sa očakávalo, že Ministerstvo dopravy a verejných prác bude stále uvažovať o exploatacii naftových ložísk, na ktoré už mal v tom čase prihlásené výhradné kutiská a ktoré prevzal od VII (X.) odboru Ministerstva verejných prác v Prahe. Časť týchto ložísk bola už geologicky preskúmaná, ale výsledky výskumov boli veľmi rôznorodé. Ústav by mohol príslušný materiál podrobne spracovať, prípadne vykonať nové výskumy, aby mohlo potom ministerstvo uvoľniť kutiská, na ktorých nie je výskyt nafty pravdepodobný, a o ostatných by uvažovalo, či v nich začne výskumné vŕtacie práce alebo príslušné terény prenajme záujemcom.

Keďže sa stále uvažovalo o budovaní diaľnic cez územie Slovenska, mohol ústav podniknúť na pokyn Ministerstva dopravy a verejných prác aj rozsiahle výskumy výskytov stavebných hmôt na Považí v pruhu od Bratislavy k Žiline, v Turčianskej kotline, na Liptove, v Spišskej kotline a v Šariši, t. j. v oblasti, kde by mali byť diaľnice najskôr vybudované.

Úspech a výsledok nerastného výskumu Slovenska závisel predovšetkým od počtu a kvality stálych vedeckých síl. Pre úspešnú činnosť ústavu v ďalších rokoch počítal prof. Andrusov, že ústav bude mať prednostu, zástupcu prednostu, aspoň 5 stálych vedeckých pracovníkov (geológov, mineralógov), chemika, knihovníka, účtovníka, kresliča, dve kancelárske sily a dvoch laborantov.

Z vtedajších pracovníkov Geologického ústavu pri Vysokej škole technickej mohol byť správou ústavu poverený profesor geológie na tejto vysokej škole (D. Andrusov). Z ostatných pracovníkov bolo možné menovať piatich, z nich jedného chemika, štyroch vedeckých pracovníkov z odboru užitej geológie, ďalej účtovníka, kresliča, kancelársku silu a laboranta.

Ťažkosti však mohlo spôsobiť len menovanie vedeckých pra-

covníkov ústavu (praktických geológov). V Československu bolo v tom čase veľmi málo pracovníkov v tomto odbore a všetci vedeckí pracovníci boli zamestnaní ako vysokoškolskí profesori, definitívni úradníci vedeckých ústavov alebo v súkromných firmách. Z odborníkov, ktorí ešte nemali miesta definitívnych štátnych úradníkov, bol v odbore praktickej geológie zapracovaný dr. Tibor Buday, geológ firmy Vacuum Oil Company v Prahe, Ing. Vsevolod Čechovič, geológ Handlovských uhoľných baní, účastinárskej spoločnosti v Handlovej, dr. Miroslav Kuthan, asistent Geologického ústavu Vysokej školy technickej dr. M. R. Štefánika v Turčianskom Sv. Martine, dr. Rudolf Lukáč, asistent Mineralogického ústavu Vysokej školy banskej v Příbrami, dr. Zdeněk Roth, asistent Geologicko-paleontologického ústavu Karlovej univerzity v Prahe a dr. Jozef Vachtl, asistent Geologického ústavu Vysokého učení technického v Prahe. Prof. Andrusov bol toho názoru, že väčšina menovaných odborníkov by s istými podmienkami prijala miesta vedeckých úradníkov v Ústave pre výskum nerastných surovín.

Podľa názoru prof. Andrusova by ústav pri svojich prácach mohol viac využívať svojich vedeckých spolupracovníkov, za ktorých so Slovenska navrhoval dr. Mateja Ballegu z Bánoviec nad Bebravou, dr. Františka Fialu z Banskej Štiavnice, Ing. Vladimíra Holečku z Bratislavy, prof. J. Jelínka z Prešova, prof. T. Kovalíka z Ružomberka, prof. N. Kračmára z Handlovej, prof. V. Martinku z Bratislavy, prof. J. Pauka z Bratislavy, prof. J. Pauloviča z Turčianskeho Sv. Martina, prof. M. Puchmajerovú z Dolného Kubína, prof. R. Rosta z Prešova, prof. J. Sladkého z Ružomberka, prof. J. Volku-Starohorského z Liptovského Sv. Mikuláša a prof. V. Urbánka z Prešova.

Z Čiech navrhoval RNC. M. Dlabáča, RNC. J. Jarku a prof. dr. R. Kettnera z Prahy, prof. dr. J. Šufa z Příbrami a dr. Ing. O. Zárubu-Pfeffermanna z Prahy. Zo slovenských spolupracovníkov mohli byť všetci veľmi dôležitými miestnymi spravodajcami a väčšia časť z nich by mohla byť pridelená k prácam ústavu v letnom období.

V rozpočte ústavu na rok 1939 plánoval prof. Andrusov pre nerastný výskum Slovenska na riadne výdavky 600 000 Kčs, z toho 260 000 Kčs na osobné výdavky a 340 000 Kčs na vecné výdavky. Celý rozpočet činil 910 000 Kčs.

Bolo isté, že Slovensko nemalo také nerastné bohatstvo, ako sa v širšej verejnosti usudzovalo. Rudné ložiská boli väčšinou vyčerpané a čierne uhlie sa na Slovensku vôbec neťažilo. Prof. Andrusov zastával názor, že práve preto by bolo treba podrobiť nerastné ložiská Slovenska podrobnejšiemu výskumu, aby sa priemysel venoval využitiu bežných surovín, ktoré sa dovtedy len čiastočne ťažili, a urobiť všetko preto, aby sa na Slovensku našli výdatné ložiská nafty. Rektorát Vysokej školy technickej na základe žiadosti JUDr. Karvaša podal Ministerstvu školstva a národnej osvety Slovenskej krajiny v Bratislave správu, že profesorský zbor uvítal myšlienku zriadenia Výskumného geologického ústavu pri škole, ako to navrhoval prof. Karvaš. Už na zasadnutí 11. decembra 1938 sa profesorský zbor na návrh prof. Andrusova uzniesol, že súhlasí s tým, aby bol takýto ústav pri Vysoké škole technickej zriadený, pokiaľ to dovoľia prostriedky Slovenskej krajiny. Profesorský zbor zastával názor, že v tom čase bolo skutočne nutné organizovať najmä výskum nerastných surovín Slovenska, ako ho navrhovalo Ministerstvo dopravy a verejných prác v Bratislave.

Návrh stanov a program činnosti ústavu vypracoval prof. Andrusov začiatkom roku 1939 a vládnym nariadením z 12. júna 1940 sa vydal zákon č. 119/1940 o založení Štátneho geologického ústavu. Jeho sídlom bola SVŠT a prednostom prof. D. Andrusov.

Ivan Herčko

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 occurring in several areas: (Pre-Carboniferous rocks in the Catalanian coastal range; Pre-Mesozoic events in the Northern Alps; Hercynian plutonism in the Western Alps; Caledonian basement and events in the Eastern Alps; pre-Alpine complexes and metamorphic events in the Eastern Alps; Early and Late Paleozoic sequences and Variscan and Alpine nappe tectonic in the Western and Eastern Carpathians, Balcan region, Caucasus and Pannonian basin; stratigraphy and tectonics of the Ghomorides; correlation between the Alpine segment of the Hellenides, Balcanides and Pontides; pre-Alpine paleomagnetic character of the Alpine-Mediterranean belt). The data discussed in the volume (34 papers) will contribute to better knowledge of the Variscan and pre-Variscan situations within Mediterranean region, and will give a more complete and systematic picture of them.

In English language, 487 p., 189 figs., 33 tabs.

Price: 27 USD include postage

CALCULATION OF STRUCTURE SETTLEMENT BY MEANS OF INFLUENCE QUANTITIES

By B. Groma, 1990

Contents:

- Analysis and principles of standard, classical and modern methods of calculation of structure settlement
- Evaluation 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 slovac
P. O. Box 13, Garbanova 1
040 11 Košice, Czechoslovakia