

3/28/1996
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Slovenská geologická spoločnosť
Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského
Slovenská akadémia vied
Geologická služba Slovenskej republiky

prípravuje

Z J A Z D SLOVENSKEJ GEOLOGICKEJ SPOLOČNOSTI

pri príležitosti 100. výročia narodenia akademika Dimitrija Andrusova

Bratislava
9. - 10. september 1997

Prednášky v pléne. Prezentácia aj vo forme posteru
Exkurzie 10. septembra 1997: Sústava vodných diel Gabčíkovo • Viedenská panva

Na Zjazd nadväzuje medzinárodná konferencia

Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas ALEWECA

11. a 12. septembra 1997 v Bratislave
exkurzia 13. a 14. septembra 1997

Informácie

Jozef HÓK

Slovenská geologická spoločnosť
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

č. tel. 07/3705 119; fax. 07/371 940; e - mail: HOK @ GUDS. SANET.SK

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafotlač, Prešov.

Predplatné v roku 1996: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.

Subscription for 1996 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia.

Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia; Phone: 42 /95 /437 846.

© Geocomplex, a. s., Bratislava

Kozur, H. & Mock, R.

New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps. Part I: Central Western Carpathians

Nové paleogeografické a tektonické interpretácie Karpát na území Slovenska a ich uplatnenie pri korelácii s Východnými Alpami. Časť I: Centrálne Západné Karpaty 151

Németh, Z.

Prvé zistenie príkrovu Bôrky vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

First discovery of the Bôrka nappe in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts., Western Carpathians 175

Kováčik, M., Král, J. & Maluski, H.

Alpínsky metamorfny a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfítov

Metamorphic rocks in the Southern Veporicum basement: their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution 185

Faryad, S. W. & Jakabská, K.

Tourmalín gemerických granitov

Tourmalines from Gemeric granites, Western Carpathians, Slovakia 203

Veselský, J., Forgáč, J. & Mejeed, S. Y.

Kontaminácia pôdy a aktívnych riečnych sedimentov Malých Karpát (oblasť Pezinok - Pernek)

Contamination of soils and stream sediments in the Pezinok - Pernek region of Malé Karpaty Mts. 209

Hrašna, M.

Rajonizácia seizmickej intenzity na území Bratislavy

Seismic intensity zoning of Bratislava territory 219

Hrašna, M.

Rajonizácia seizmických hazardov na území Bratislavy

Seismic hazards zoning of Bratislava territory 225

Kušnierová, M.

Vplyv biodegradačných procesov na výťažnosť Au a Ag zo sulfidných koncentrátov slovenských ložísk

The influence of biodegradation processes on recovery factor of gold and silver from sulphides concentrates of Slovak ore deposits 228

Moravanský, D.

Guánové minerály

Guano minerals 231

Geo vestník

OBÁLKA: Folkmárska skala - sz. výbežok bloku mezozoika Murovanej skaly. V jeho podloží sa vyčlení nový horizont mladopaleozoických hornín, ktorý sa pokladá za ekvivalent bučinského súvrstvia ako súčasti príkrovu Bôrky. V popredí je obec Kojšov. Problematikou sa zaoberá článok Z. Németha na str. 175 - 184. Foto: Z. Németh.

COVER: Folkmárska skala hill - NW spur of the Mesozoic block of Murovaná skala Mountain Range. The new horizon of Late Paleozoic rocks has been distinguished in the underlier of Mesozoic carbonates. It is considered to be the equivalent of Bučina Formation as a part of the Bôrka nappe. The Kojšov village is in foreground. The contribution by Z. Németh on pages 175 - 184 deals with this problematics. Photo: Z. Németh.



**Mineralia
Slovaca**

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GRECULA

Geologická služba SR

Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman

Boris Bartalský

Geologická služba SR, Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologická služba SR, Bratislava

Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava

Egon Fussgänger, Ingeo, Žilina

Dušan Grman, Geoconsult, Košice

Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Pavel Hvoždara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Vlastimil Konenčný, Geologická služba SR, Bratislava

Ján Kozáč, Geologická služba SR, ATNS, Košice

Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava

Ladislav Novotný, Uranpres, Spišská Nová Ves

Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava

Martin Radvanec, Geologia, Spišská Nová Ves

Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava

Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce

Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava

Imrich Varga, Maseva, Košice

Dionýz Vass, Geologická služba SR, Bratislava

Ivan Vrabel, Geofyzika, Brno

Eva Zacharová, Geologická služba SR, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor

Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor

Jozef Rajňák

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman

Karol Együd

Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Gamart, s. r. o., Lučenec

Geocomplex, a. s., Bratislava

Geoconsult, a. s., Košice

Geologická služba SR, Bratislava

Geofyzika, a. s., Brno

Geologia, s. r. o., Spišská Nová Ves

IGHP, a. s., Žilina

INGEO, a. s., Žilina

Nafta, a. s., Gbely

Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, a. s., Bratislava

New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps.

Part I: Central Western Carpathians

HEINZ KOZUR¹ and RUDOLF MOCK²

¹Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Hungary

²Karloveská 57, 841 04 Bratislava, Slovakia

(Received 2, 1996)

Abstract

The tectonic subdivision of the Central Western Carpathians (CWC) from the Manín Unit and Tatricum in the north to the Veporicum in the south is redefined. Basement nappes (high and low-grade metamorphic rocks, granitoids) and low-grade metamorphic (Permo-)Mesozoic cover units of most of the Malé Karpaty Mts. (Bratislava, Hainburg and Modra nappes), Tribeč Mts. and of large parts of the Selec and Hlohovec blocks of the Považský Inovec Mts. as well as of CWC inliers ("islands") in the Tertiary volcanics do not belong to the re-defined Tatricum, but are northernmost units of the Veporicum. Penninic or transitional Penninic-Lower Austroalpine units, such as the Borinka Nappe of the Malé Karpaty Mts., Belice Nappe of Považský Inovec Mts., Iňačovce-Kričovo Unit (pre-Neogene schistes lustrés, Schwarzschiefer, basic and ultrabasic magmatics) of Eastern Slovakian Basin, are situated tectonically below these northernmost Veporic units. These Penninic units (part of the Vahicum sensu Mahef, 1981) are therefore not a part of the Pieniny Ocean north of the Tatricum as generally assumed for the Vahicum, but situated south of the Tatricum and Fatricum. Consequently, the re-defined Tatricum has an intra-Penninic position, but the above mentioned "Tatric" units of northernmost Veporic provenance can be well correlated with Lower Austroalpine units. Only the southernmost Veporicum may correspond to those parts of the Middle Austroalpine Zone that were originally situated between the Lower and Upper Austroalpine zones. Other parts of the "Middle" Austroalpine Zone sensu Tollmann may be crystalline basement of the Upper Austroalpine Zone (e. g. Silvretta basement) or belong to the Central Alpine Ridge south of the Upper Austroalpine Zone (e. g. Stangalm Mesozoicum). These units do neither correspond to the Middle Austroalpine Zone nor to the Veporicum.

Key words: Central Western Carpathians, Tatricum, Fatricum, Veporicum, stratigraphy, paleogeography, Lower and Middle Austroalpine zones, Penninic Ocean, exotic pebbles

1. Introduction

Several new geological data of the Eastern Alps and Western Carpathians are inconsistent with published paleogeographic and tectonic models of both areas and, above all, with previous tectonic correlations (Andrusov, 1968; Häusler et al., 1993; Haas et al., 1995; Mahef, 1986; Plašienka, 1995a; Tollmann, 1990).

New models of the geotectonic evolution and paleogeographic reconstruction (e. g. Bauer, 1987; Kozur, 1991a, b; Kozur and Mostler, 1992; Leiss, 1992; Schönlaub, 1993; von Raumer and Neubauer, 1993; Neubauer, 1994; Stampfli and Marchant, 1995; Channell, 1996) solved some problems, but the complex history of both the Eastern Alps and the Western Carpathians with the opening of several small oceans and several collisional events since the Proterozoic, made correlations very difficult. Large scale tectonic transport during opening and closure of oceanic belts, strike-slip motions and convergence during Alpine, Cimmerian, Hercynian and pre-Hercynian evolution have to be taken into consideration. Not only the pre-Mesozoic Alpine basement of both areas consists of a complex collage

of composite terranes (von Raumer and Neubauer, 1993), but also the Cimmerian-Alpine history is characterized in the Western Carpathians and eastern part of the Eastern Alps by the interactions of two main oceanic systems, the Cimmerian Ocean (called Meliata Ocean at its north-western end, Kozur, 1989d; 1991a, b; Neubauer, 1994) and the Penninic Ocean. Both these oceans contained continental blocks of different width and length dividing some segments of these oceans into two branches.

In this complicated tectonic situation, exactly dated stratigraphic successions and the knowledge of the magmatic and metamorphic development in compared tectonic units are the basis for any paleogeographic reconstruction within the Western Carpathians and for correlations between them and the Eastern Alps. New models for this correlation require a reconsideration of the previous correlations within the Western Carpathians and Eastern Alps that are partly inconsistent with new geological data. The main problems in the CWC are: (1) Inconsistent distinction between the Tatricum and Veporicum throughout the CWC. (2) Origin of the exotic pebbles in Albion-Turonian conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Tatri-

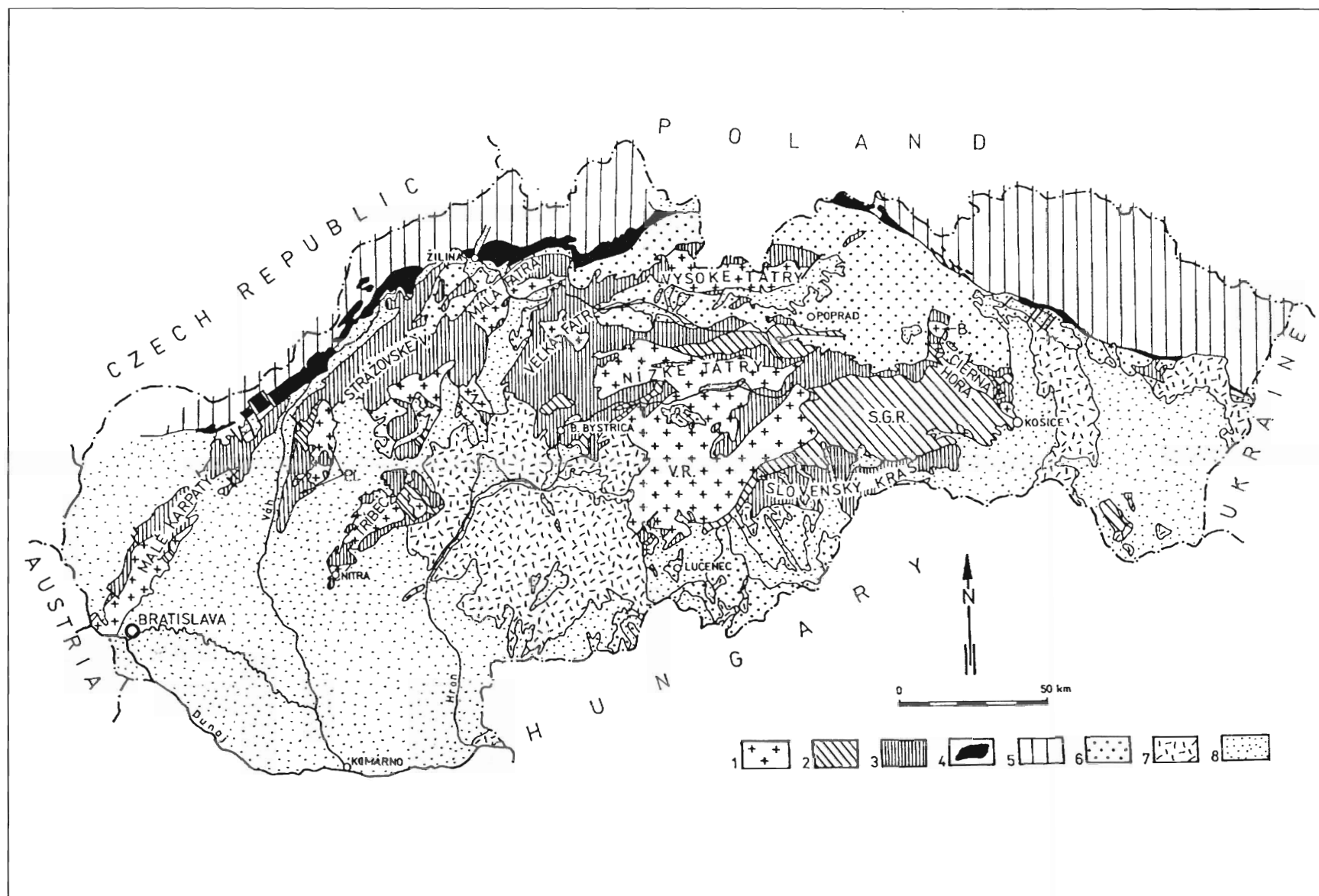


Fig. 1. Slovakian part of the Central and Inner Western Carpathians with geographic position of the core mountains (most of them are discussed in the paper) with surface outcrops of crystalline basement, Paleozoic and Mesozoic rocks. 1 - Crystalline complexes, 2 - Paleozoic, 3 - Mesozoic of Central and Inner Western Carpathians, 4 - Mesozoic of the Pieniny Klippen Belt, 5 - Upper Cretaceous and Paleogene of the Flysch Belt (Outer Western Carpathians), 6 - Central and Inner Western Carpathian Paleogene, 7 - Neogene volcanics, 8 - Neogene and Quaternary deposits. Abbreviations: P. I. - Považský Inovec Mts., V. R. - Veporské rudohorie Mts., S. G. R. - Spišsko-gemerské rudohorie Mts., B. - Branisko Mts., Z. - Zemplínske vrchy Mts., Ž. - Žiar Mts.

cum and Fatricum. (3) Paleogeographic significance of Penninic units in windows below CWC. (4) Relation of the Tatricum to the Penninic units. (5) Significance of Alpine metamorphism in the CWC.

In the present paper, an overview about the CWC units and their correlation within the Western Carpathians and with the Eastern Alps is given. The Early Mesozoic tectonic evolution of the CWC and the time of nappe formation are discussed together with the tectonic evolution of the Inner Western Carpathians in Kozur and Mock (in press).

2. Tectonic units of the Central Western Carpathians

The subdivision of the Western Carpathians (for location of discussed areas of the Slovakian part, see Fig. 1) in large tectonic units appeared to be well established since many years (e. g. Andrusov, 1968; Maheľ et al., 1968). However, because of the discovery of remnants of the Middle Triassic to Early Oxfordian Meliata Ocean by Kozur and Mock (1973a, b), considerable changes of the previous models became necessary for the Inner Western Carpathians south of the Veporicum (Kozur and Mock, 1973a, b, 1987, 1988; Kozur, 1991a, b; Maheľ, 1986, and Kozur and Mock, in press). In the contrast, the delimitation of the CWC (Kozur, 1979) and its subdivision can be maintained. However, the correlation of the CWC tectonic units between their classical area (from the Tatra Mountains in the north to the Veporské rudohorie Mountains in the south) and smaller and isolated occurrences in the west, such as Malé Karpaty Mts. (Little Carpathians), Považský Inovec Mts., Trábeň Mts. (locations see Fig. 1) is partly inconsistent. Moreover, the original position of some units (e. g. Manín, Veľký Bok, Borinka, Belice units) is disputed. And finally, some (South) Penninic units have been also found below Veporic nappes (Plašienka, 1987, 1995a, b; Plašienka et al., 1991, 1994), but these Veporic nappes were assigned to the Tatricum.

The Western Carpathians south of the Pieniny Klippen Belt were for longer time either designated as Central Western Carpathians (e. g. Andrusov, 1968) or as Inner Western Carpathians (e. g. Maheľ et al., 1968; Maheľ, 1974). Kozur (1979) divided this area into CWC (all units north of the Margecany-Lubeník Line and south of the Pieniny Klippen Belt and Inner Western Carpathians south of the Veporicum. This subdivision is now mostly accepted (e. g. Maheľ and Malkovský, 1984; Maheľ, 1986, 1987, 1988; Hovorka and Spišiak, 1989), but sometimes the Gemericum south of the Veporicum is not assigned to the Inner Western Carpathians, but to the CWC (Maheľ, 1986) or to the Pelso Unit, a hypothetical, useless and meaningless "unit" consisting of different Dinaric, Western Carpathian and other units of totally different geological history and paleogeographic setting (Haas et al., 1995). Even the subdivision in Central and Inner Western Carpathians is genetically too coarse with respect to the CWC. The herein used and partly re-defined units Tatricum, Fatricum and Veporicum for the CWC are a useful subdivision with respect to the tectonic history of these units.

Those nappes that were derived from the slopes and

shelves of the Meliaticum, are parts of the Inner Western Carpathians. Therefore, nappes of Inner Western Carpathian origin (e. g. Choč and Strážov nappes) overlie the Central Western Carpathians (Fig. 2) that are re-defined herein as units that originated north of the Margecany-Lubeník Line and south of the Pieniny Klippen Belt. Tectonic windows below the Veporicum with Penninic development are also in the Western Carpathians correlated with the Penninicum (Vahicium sensu Maheľ, 1981).

The tectonic units of the CWC are briefly discussed in the order of their assumed original N-S arrangement.

Manín Unit

The paleogeographic position of the Manín Unit is disputed. According to the most authors, the Manín Unit was derived from an area immediately north of the Tatricum and south of the Pieniny Klippen Belt (e. g. Salaj and Samuel, 1966; Andrusov, 1968; Maheľ et al., 1968; Mišík, 1978; Marschalko, 1978; Kysela et al., 1982; Dal Piaz et al., 1995). Andrusov (1965) assigned the Manín Unit to the innermost Pieniny Klippen Belt. Maheľ (1978, 1986) and Plašienka (1995a) assigned the Manín Unit to the Fatricum, laterally beside the root zone of the Vysoká Nappe (northernmost Fatricum). The presence of Urgonian Limestone (absent in the Fatricum), missing Albian conglomerates with exotic pebbles (present both in the Tatricum and in the Fatricum) and undoubtedly proven Campanian beds (much younger than the youngest beds in the assumed adjacent northern Fatricum and Tatricum) is not in agreement with such an original position of the Manín Unit. However, the presence of an Albian basinal to submarine swell facies, partly with hardgrounds indicating low sedimentation rates and subsolution, is also difficult to explain by an original position of this unit between the Klappe Unit and the Tatricum, both with Albian conglomerates that contain exotic pebbles. In both assumed positions north or south of the Tatricum, the Manín Unit can be only a rather local succession without lateral continuation. Consequently, in the present stage of our knowledge, the original position of the Manín Unit does not much contribute to the understanding of the geological history of the CWC. Theoretically, also an original position between the southern branch of the Penninicum and the Fatricum would be possible. This would explain both the absence of Albian conglomerates with exotic material and the presence of Turonian pelagic marls and Campanian siliciclastic rocks. However, the Barremian-Aptian Urgonian shallow-water limestone does not support such a position.

Undoubtedly proven as part of the Manín Unit are Jurassic to Upper Cretaceous deposits, but Maheľ (1986) reported also Upper Triassic rocks (Carpathian Keuper and marine Rhaetian). Liassic to Lower Dogger sandy or crinoidal limestones as well as sandstones are overlain by Upper Dogger to Lower Malm nodular or cherty limestones and radiolarites, Upper Malm and Lower Cretaceous pelagic *Calpionella* limestones and cherty limestones, Barremian and Aptian Urgonian Limestones, Lower

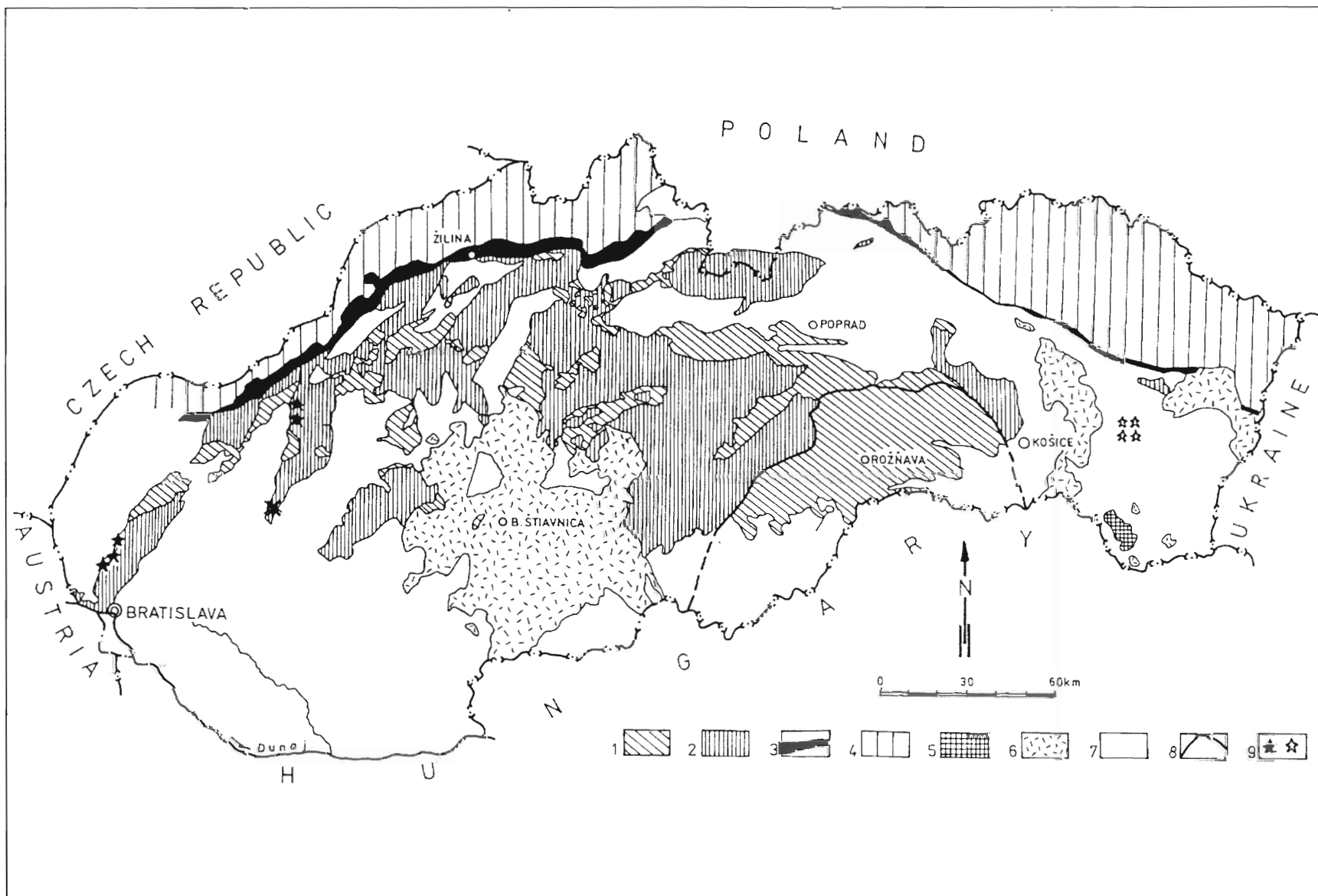


Fig. 2. Major tectonic units of Western Carpathians in Slovakia. 1 - Inner Western Carpathian units south of the Margecany-Lubeník Line and Inner Western Carpathian Upper Paleozoic-Mesozoic cover nappes (Choč, Strážov, Muráň, Stratená nappes) on Central Western Carpathians, 2 - Central Western Carpathian units (including Mesozoic superficial nappes of the Fatricum) at the surface, 3 - Pieniny Klippen Belt, 4 - Outer Western Carpathians, 5 - Zemplinicum, 6 - Neovolcanics, 7 - Tertiary and Quaternary deposits in the Central and Inner Western Carpathians, 8 - Margecany-Lubeník Line, 9 - South Penninic and marginal South Penninic units, black stars: Borinka and Belice units at the surface, empty stars: Iňačovce-Kričovo Unit below Tertiary-Quaternary cover.

Albian cherty limestones, hardgrounds, Upper Albian-Lower Cenomanian pre-flysch (pelagic marls), Cenomanian coarse graded sediments with conglomerates that yielded exotic pebbles, hemipelagic Middle Turonian variegated marls (similar to the Púchov Marls of the Pieniny Klippen Belt) and thick Campanian siliciclastic rocks. There are problems, whether all the mentioned rocks as well as younger rocks and Triassic deposits, partly also assigned to the Manín Unit (Maheľ, 1986) belong to this succession.

Tatricum

The classical Tatricum is situated south of the Pieniny Klippen Belt and north of the Čertovica Line that separates the Tatricum from the Veporicum, but which is also the root zone for other units. Tatricum occurs in the northern part of Branisko Mts. (Smrekovica anticline), Vysoké Tatry, in the northern part of the Nízke Tatry (north of Čertovica Line), in the Veľká Fatra, Malá Fatra, Žiar, Strážovské vrchy (with Malá Magura and Suchý massifs), in the Bojná Block of the Považský Inovec Mts. (for location of these so-called core mountains see Fig. 1) as well as in the Orešany Unit and related units in the Malé Karpaty Mts. (Fig. 3). The Trábeč Mts., large parts of the Selec and Hlohovec blocks of the Považský Inovec Mts. and the Bratislava, Hainburg and Modra nappes of the Malé Karpaty Mts., up to now assigned also to the Tatricum, are interpreted to belong to the northern part of the Veporicum (see under this unit).

The Tatricum is characterized by the following geological features:

- The basement consists of granitoid and predominantly high grade metamorphic rocks (gneisses, migmatites, quartzites, micaschists, subordinate amphibolites). Metamorphic limestones are absent. Low grade metamorphic rocks are in general missing; reported larger occurrences of these rocks from some units of the "Tatricum" in the Malé Karpaty, Považský Inovec and Trábeč Mts. do not belong to the Tatricum, but to the re-defined northern Veporicum (see under this unit).

- No Alpine metamorphism occurs in the Mesozoic cover. Alpine deformation of the basement is limited to narrow mylonite zones.

- Carboniferous and Permian rocks are largely missing. The cover series begins usually with the Middle Scythian (Lower Olenekian, Fuglewicz, 1979) Lúžna Fm. ("basal quartzites") that consists of conglomerates, quartzites and siltstones. This formation is overlain by Werfen Beds with Rauhewacke, shallow-water limestones and dolomites of Middle Triassic to Cordevolian age, Carpathian Keuper and in some places continental Rhaetian (Tomanová Fm.). Mostly the Rhaetian is missing because of a stratigraphic gap. In some southern units (Malá Magura Unit of the Strážovské vrchy and in the Žiar Mts.) marine Rhaetian is present. Marine Rhaetian is also reported from the Beckov Unit of the Považský Inovec Mts. (Maheľ, 1986) but the tectonic position of this unit is unclear; it may belong to the Fatricum. Lower Jurassic clastics and shallow-water carbonates with pebbles of Triassic limestones, quartzites, granites and gneisses are overlain by Middle Jurassic to Lower Cretaceous shallow-water to pelagic sediments (limestones, cherty limestones, rare radiolarites). In the northern units the Lower Jurassic is partly missing. Shallow-water limestones are frequent, especially in the Lower Dogger. Some limburgites occur in the uppermost Jurassic. Marls and Urgonian Limestone (missing in the southernmost units) occur in the Upper Barremian and Aptian. After an upper Aptian hiatus, sedimentation ends with Albian to Lower Turonian flyschoid marls and sandstones.

- The Tatricum is tectonically overlain by the Križna Nappe and other nappes of the Fatricum that are rooted in the Čertovica Suture between the Tatricum and the Veporicum. These nappes are overlain by the Choč Nappe.

- Albian conglomerates of the Tatricum contain pebbles of exotic Triassic pelagic dark-gray limestones and marly limestones ranging as high as the *Misikella hersteinii* Zone (Mišík et al., 1981; Birkenmajer et al., 1990). These pebbles were derived from obducted pelagic Triassic sequences of the Andrusov Ridge (Birkenmajer, 1988), situated near the boundary between the CWC and the Pieniny Klippen Belt, a result of the southward directed subduction of the Pieniny Ocean (see chapter 3).

West of the classical Tatricum (Vysoké Tatry, northern part of the Nízke Tatry, Veľká Fatra, Malá Fatra, Žiar Mts. and Strážovské vrchy) only few units belong to the Tatricum, if we apply the above mentioned criteria for this tectonic zone. In the Malé Karpaty Mts. that were assigned up to now to the Tatricum (in the north covered by Fatricum and Hronicum nappes), only the deepest tectonic units in the northeastern and northern part belong to the re-defined Tatricum. The Orešany Unit of the northeastern Malé Karpaty Mts. lies tectonically below the Modra Nappe that lies, in turn, tectonically below the Bratislava Nappe (Fig. 3) that we assign both to the Veporicum. The Orešany Unit displays unmetamorphic Mesozoic rocks. According to Plašienka et al. (1991), the lithologic content of this Mesozoic considerably differs from the Borinka Unit and other Mesozoic successions of the Malé Karpaty Mts. The Triassic is deeply eroded, the Upper Triassic is perhaps originally missing. The Lower Jurassic consists of shallow-marine, bioclastic and sandy limestones, overlain by Middle Jurassic dark shales, graywackes, polymict conglomerates, Upper Jurassic to Lower Cretaceous calciturbidites, Barremian and Aptian coarse-grained, sandy limestones, and Albian clastic sediments with conglomerates that contain exotic pebbles from the Andrusov Ridge (Mišík et al., 1981). In contrast to typical Tatric units, Lower Cretaceous Urgonian Limestone is missing. This suggests a position in the southern Tatricum.

Along the northern margin of the Malé Karpaty Mts., there are narrow stripes of Mesozoic rocks that were assigned by Plašienka et al. (1991) to the Solšov, Kadlubek and Kuchyňa units (Fig. 3). The Solšov Unit lies according to Plašienka et al. (1991) tectonically above the Orešany Unit, but it is tectonically overlain by the Vysoká Nappe of the Fatricum. This suggests an originally

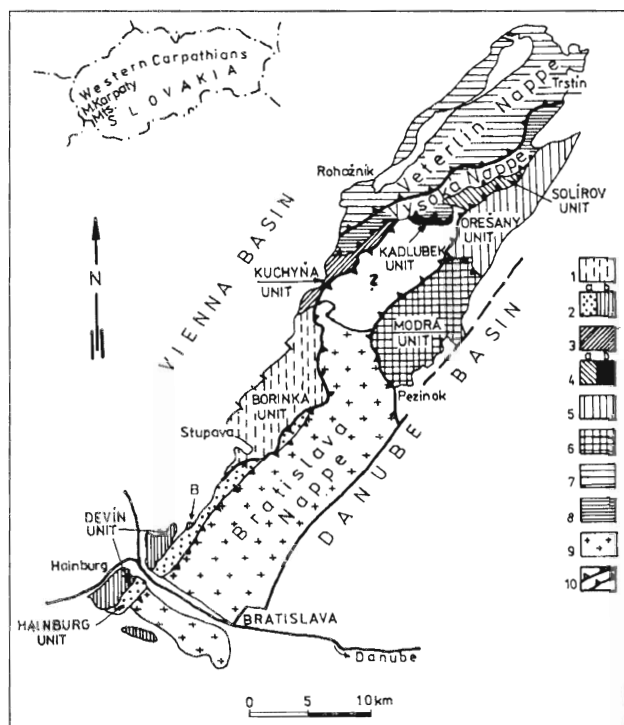


Fig. 3. Geological sketch of the Malé Karpaty Mountains. Compiled from Plašienka et al. (1991) and Michalík et al. (1993). 1 - Borinka Unit, 2 - Devin Unit (Upper Paleozoic-Mesozoic cover unit of the Hainburg Nappe), 3 - Kuchyňa Unit, 4a - Solšov Unit, 4b - Kadlubek Unit, 5 - Orešany Unit, 6 - Modra Nappe (with low-grade metamorphic Harmónia Unit), 7 - Veterín Nappe (Hronicum), 8 - Vysoká Nappe (Fatricum), 9 - Bratislava Nappe, 10 - Hainburg Nappe, 11 - overthrust planes, B - Borinka Unit. White field with question mark: Unit of unclear tectonic position, according to Plašienka et al. (1991) a Hercynian nappe within the Alpidic Bratislava Nappe.

somewhat more southern position than the Orešany Unit, but also a position in the southern Tatricum. Triassic rocks are missing in this succession, Liassic breccias are overlain by Middle Jurassic to Lower Cretaceous pelagic sediments with some intervals of bioclastic limestones, overlain by Barremian bioclastic sandy limestones.

The Kuchyňa succession further in the west (Fig. 3) is similar. Liassic breccia directly overlies crystalline basement, Middle Jurassic to Lower Cretaceous consist of pelagic sediments with some intervals rich in bioclastic limestones in the Dogger and Hauterivian to Barremian. The isolated occurrence of the Kadlubek succession (Fig. 3) consists of thin, pelagic, condensed red limestones with hardgrounds and neptunian dykes. According to Plašienka et al. (1991) also these two units are overlain by the Vysoká Nappe.

The successions of the Orešany Unit and other Tatric units of the Malé Karpaty Mts. suggest that south of typical Tatric units with Carpathian Keuper in the Upper Triassic and Urgonian facies in the Barremian to Aptian, there are Tatric units without Urgonian facies (as in the adjacent Fatricum) and with a strongly reduced or missing Triassic. This area represents during the Triassic a partly subaerial ridge between the Tatricum and the Fatricum,

whereas the Jurassic-Cretaceous facies is generally more basinal than in the Tatricum (transitional to the Fatricum).

Tatricum, Fatricum and (South) Penninic units have been discriminated in the tectonically very complicated Považský Inovec Mts. (Mahel, 1986; Plašienka et al., 1994; Plašienka, 1995a, b). Typical Tatric crystalline basement (paragneisses, migmatites, granitoids) and an unmetamorphic cover unit (Inovec Unit) with Rhaetian hiatus and Albian conglomerates (containing exotic pebbles) are known from the Bojná Block (Mahel, 1986; Mišík et al., 1981; Plašienka and Marko, 1993). However, the assumed "Tatricum" in the southern corner of the Považský Inovec Mts. (Hlohovec Block) belongs to the re-defined Veporicum with metamorphic Mesozoic cover. Also in the northern, very complicated Selec Block, the presence of re-defined Tatricum cannot be confirmed. The Beckov Unit in the west of this block, which was assigned originally to the Tatricum (Mahel, 1959; Mahel et al., 1968), is characterized by very thick (up to 150 m) Carpathian Keuper, the presence of marine Rhaetian, Callovian-Lower Oxfordian radiolarites and absence of Urgonian facies, and consequently its succession is more similar to the Fatricum than to the Tatricum. This supports the assignment of the Beckov Unit to the Fatricum by Mahel (1986). The "Tatric" crystalline in the east of this block consists predominantly of micaschists and diaphthoritic rocks and resembles therefore Veporic crystalline. In tectonic windows the Penninic Belice Unit is present (see below).

Fatricum

The term Fatricum was introduced by Andrusov et al. (1973) for the large Krížna Nappe lying on a complex system of small frontal nappes or slices (Vysoká, Belá, Ďurčiná, Havran etc. nappes). Only Mesozoic rocks are known from the Fatricum. For long time, it was regarded as part of the Subtatricum introduced by Uhlig (1897). Andrusov (1968) recognized that this name is inconsistent with its higher tectonic position than the Tatricum, but he maintained the name that was until that time applied by all authors. However, he separated this nappe complex as Lower Subtatricum from the Middle and Upper Subtatricum, to which he assigned the Inner West Carpathian nappes (e. g. Čičoč and Strážov nappes) on the Central Carpathians. Subsequently, Andrusov et al. (1973) replaced the Lower Subtatricum by the term Fatricum that is also used in the present paper.

Important features of the Fatricum are:

- The Fatricum consists exclusively of Mesozoic cover nappes. Lower Triassic quartzites are rarely present. The sequence begins generally with Werfen Beds or Middle Triassic shallow-water limestones and dolomites. Lenz beds are well developed. They are overlain by dolomites, thick Carpathian Keuper and marine Rhaetian. During the Liassic, a distinct deepening can be observed; the upper Liassic is mostly pelagic (e. g. spotty marls). Dogger to Neocomian are characterized by pelagic sediments (pelagic, partly cherty limestones, in the Bathonian to lower Oxfordian mostly radiolarites). A few basic volcanics

occur in Lower-Cretaceous deposits. The Albian-Cenomanian sequence consists of claystones, marls, sandstones and conglomerates, in the upper part of flysch character. The sedimentation ends in the Cenomanian.

- No alpine metamorphism is observed.
- Exotic pebbles from the Andrusov Ridge are present in Albian conglomerates (Mišík et al., 1981), but smaller than in the Tatricum and in the Pieniny Klippen Belt.
- The Fatricum lies always tectonically in a nappe position on the Tatricum.

The presence of exotic pebbles from the Andrusov Ridge, but also the general Triassic-Cretaceous development suggests that the Fatricum was rooted immediately south of the Tatricum. In the Jurassic and partly also in the Cretaceous, the facies of the Fatricum indicates a distinctly greater water depth than in the Tatricum. This development began already in the Rhaetian with marine shallow-water deposits versus continental deposits or subaerial denudation in the Tatricum. Only in the southernmost units of the Tatricum the Rhaetian is marine.

Several units were repeatedly assigned to the Fatricum that do not belong to this unit. For a long time, the Veľký Bok Unit (metamorphic Mesozoic cover of the northern Veporicum) was erroneously assigned to the Križna Unit. However, Biely (1961) recognized that the Križna Nappe is rooted in the Čertovica Line and lies always in nappe position on Tatricum. This view was according to Andrusov (1968) already generally accepted, but Maheľ (1974) assigned the Mesozoic cover of the northern Veporicum (Veľký Bok Unit) again to the Križna Unit. Today it is generally accepted that the metamorphic Veľký Bok Unit as Mesozoic cover of the northern Veporicum cannot be united with the unmetamorphic Fatricum. However, Plašienka (1995a) assigned the Veľký Bok Unit again to the Fatricum, but presented no evidences for this assignment. Because the Veľký Bok Unit is low-grade metamorphic and usually still connected with the Veporic basement, the assignment of this unit to the Fatricum by Plašienka (1995a) is unsubstantiated.

The Manín Unit (see above under this unit) is also placed by several authors to the Fatricum (Maheľ, 1978, 1986; Plašienka, 1995a). We prefer its assignment north of the Tatricum and south of the Pieniny Klippen Belt, but it may consist of several tectonic units of different paleogeographic provenance.

Penninic units in windows below the Veporicum

Maheľ (1981) recognized for the first time South Penninic in the Western Carpathians, and he introduced for this unit the term Vahicum. He recognized correctly that the Vahicum was situated originally NW of the "Tatricum" of Malé Karpaty and Považský Inovec Mts. Consequently, he regarded the Vahicum as oceanic part of the Pieniny Klippen Belt. However, the Pieniny oceanic to suboceanic trough opened at a place, where pelagic Middle and Upper Triassic deposits were present in a rift zone that continued from the Transylvanian triple point until the western part of the Pieniny Klippen Belt (Kozur and Mock, 1987,

1988; Kozur, 1991a, b). Remnants of these pelagic Triassic rocks were found in Albian and younger conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Tatricum and Fatricum (Mišík et al., 1981; Birkenmajer et al., 1990). In contrast, all sequences of the Vahicum, both oceanic and marginal ones (see below), opened in an area with Middle Triassic dolomites and probably missing Upper Triassic (presence of Carpathian Keuper cannot be excluded). They do not contain any exotic pebbles in the Albian or Turonian. Therefore the Vahicum and the Pieniny Klippen Belt are two different units. As we demonstrate below, those parts of the Malé Karpaty Mts. that are tectonically underlain by the Borinka Unit do not belong to the Tatricum, but to the northern margin of the re-defined Veporicum. This is probably also true for those parts of the Považský Inovec Mts. that are tectonically underlain by the Penninic (Vahic) Belice Unit. The Pieniny Klippen Belt, however, lies north of the re-defined Tatricum. Pieniny Klippen Belt and Vahicum (Penninicum) are therefore two different oceanic-suboceanic realms or two branches of the same ocean separated by the Tatric-Fatric block with continental crust. Because the term Vahicum was up to now used as an equivalent of the Pieniny Ocean, the term is misleading and will not be used herein. We apply the Alpine term Penninic. However, the recognition of the (South) Penninic character of the Vahicum by Maheľ (1981) remains a very important result for the Carpathian geology.

We do not separate South and North Penninic in the Western Carpathians, because the Middle Penninic Eriançonnais Ridge probably does not extend much farther east than the Engadine Window and the North and South Penninic oceanic realms merge in the area of the Tauern Window (Stampfli and Marchant, 1995). Therefore we do not assign the re-defined Tatricum to the Middle Penninic as Tollmann (1977, 1990) did, despite the fact that it is together with the adjacent Fatricum a continental realm bordered in the N and S by oceanic Penninic troughs (see chapter 3.). However, this does not indicate a Middle Penninic position but rather an intra-South Penninic position, if the Western Alpine term is used.

The Borinka Unit at the western margin of the Malé Karpaty Mts. is generally regarded as a marginal Tatric unit at the slope of the (South) Penninic Vahicum (Plašienka and Putiš, 1987; Plašienka et al., 1991). We agree with a position near to the southern margin of the Penninic ocean, but we do not regard the Hainburg nappe as a Tatric, but as northern Veporic Unit (see below). Because of its paleogeographic importance, the Borinka Unit is discussed together with the Penninic units.

The Borinka Unit is the tectonically lowermost unit of the western Malé Karpaty Mts. This low-grade metamorphic Jurassic to (?) Lower Cretaceous Unit consists of two sequences, a more marginal succession of Prepadlé and Somár formations and a more basal succession of Korenec and Marianka (Mariathal) formations. The marginal zone consists of scarp breccias. In the Lower Jurassic Prepadlé Fm., Triassic carbonate clasts predominate. In the Middle Jurassic to Upper Jurassic or Lower Cretaceous Somár Fm., the breccias are dominated by crystalline

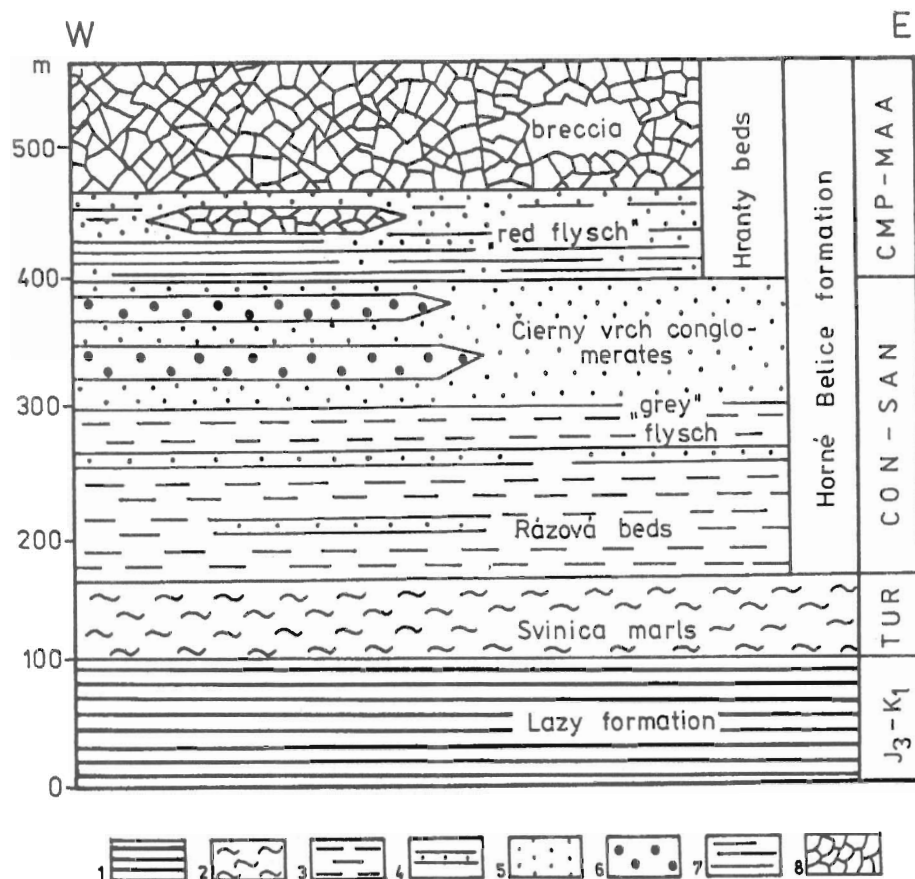


Fig. 4. Composite sequence of the low-grade metamorphic Belice Unit (Penninicum) in the northern Považský Inovec Mts. (modified after Plašienka et al., 1994). Cenomanian not yet fossil-proven. 1 - Red and greenish radiolarites, pelagic limestones, 2 - red and variegated pelagic marls with Turonian foraminifers, 3 - dark gray, carbonatic claystones with thin siltstone intercalations, 4 - grey finegrained, calcareous sandstones, 5, 6 - gray sandstones (5) with polymict conglomerates (6), 7 - red graded carbonatic shales and greenish sandstones, 8 - polymict breccia (metamorphic rocks, Permian clastics, Triassic limestones, Jurassic sandy limestones and basic volcanics).

basement clasts. The Lower Jurassic Korenec Fm. is turbiditic, the overlying Marianka slates are dark, hemipelagic, partly anoxic Dachschiefer of Toarcian-Bathonian, probably partly still younger ages.

The Borinka Unit lies tectonically below a narrow slice of predominantly low-grade metamorphic rocks (Hainburg Nappe, see under Veporicum) that is in turn overthrust by the Bratislava Nappe. The Bratislava Nappe corresponds to the Grobneis Unit of the Lower Austroalpine Semmering Unit, and the Hainburg Unit (Nappe) to the Lower Austroalpine Wechsel Unit (Tab. 1). Therefore, the tectonic position of the Borinka Unit corresponds to the Penninicum of the Rechnitz Window. The Cák Conglomerate of the Rechnitz Window with dominating Middle Triassic carbonate clasts (Mostler and Pahr, 1991) is very similar to the scarp breccias of the Prepadlé Formation. However, basic and ultrabasic bodies are not known. But also in the Rechnitz Window, basic and ultrabasic bodies are only present in some slices, whereas other slices without magmatics are very similar to the Borinka Unit.

In the Považský Inovec Mts., a Penninic Upper Jurassic-Cretaceous sequence (Belice Unit, Plašienka

et al., 1994) is present below basement units and low-grade metamorphic Permian and Mesozoic cover series; the pre-Turonian rocks are only known from olistoliths and blocks. The low-grade metamorphic Belice Unit consists of pelagic red Turonian marls and an Upper Cretaceous flysch with blocks of crystalline basement and Upper Jurassic red radiolarites and basic volcanics (Fig. 4). The pelagic beds of the Belice Unit are well dated by radiolarians and partly also by foraminifers (Plašienka et al., 1994). The Jurassic deep-sea deposits and basic volcanics suggest a more basal (marginal Penninic) position of the Belice Unit compared with the Borinka Unit.

In the southernmost Považský Inovec Mts. (Hlohovec Block), low-grade metamorphic pelagic red Turonian marls (Havřila, 1983 in Maheľ, 1986) are known below Veporicum. We assign these beds to the Penninic Belice Unit.

According to Soták and Spišiak (1992), the Iňačovec-Kričovo Unit, known from boreholes in the East Slovakian Basin, consists of a low-grade metamorphic, more than 1000 m thick complex of calciphyllites (schistes lustrés), graphitic schists (Schwarzschiefer), marbles and basic metatuffites. In the upper part the sequence passes

Tab. 1
Correlation of the Central Western Carpathians with the Eastern Alps

Eastern Alps	Western Carpathians
Middle Penninic Ridge	equivalents unknown
equivalents unknown	Andrusov Ridge
equivalents unknown	Tatricum
equivalents unknown	Fatricum
equivalents unknown	Manín Unit
South Penninicum	? Pieniny Klippen Belt, Belice Unit, Iňačovce-Kričovo Unit
marginal South Penninicum	Borinka Unit
Lower Austroalpine Grobgneis Unit	Bratislava Nappe (northern Veporicum)
Lower Austroalpine Wechsel Unit	Hainburg Nappe (+ Devín envelope unit) and Modra Nappe (both northern Veporicum)
northern units of Lower Austroalpine Zone with Norian Carpathian Keuper	northern Veporicum with Veľký Bok envelope unit (Norian Carpathian Keuper)
southern units of Lower Austroalpine Zone (with Norian Hauptdolomit) and part of Middle Austroalpine Zone	southern Veporicum with Föderata envelope unit (with Norian Hauptdolomit)

into thin rhythmically bedded flysch. Thick bodies of ultrabasites with different degrees of alteration (e. g. peridotites, serpentinites) are present. Triassic shallow-water marbles were also reported. This unit is covered by Neogene rocks.

As already stated by Soták and Spišiak (1992) this is a typical Penninic complex. According to Soták and Spišiak (1992), this unit is situated in a tectonic position, "where the Sub-Tatric units disappear in coulisse-like way". This Penninic oceanic unit is therefore rooted in the same suture zone as the Fatricum confirming our view that the suture zone between the Veporicum and Tatricum is not only the root zone of the Fatricum (immediately adjacent to the Tatricum), but southward adjacent also of a southern branch of the Penninicum and its southern slope development at the northern margin of the Veporicum (Borinka Unit). Whereas the Penninic Ocean was subducted, the northern passive margin and shelf with Fatricum and Tatricum was not subducted. The nappe formation in these units was related to the subduction of the Pieniny Ocean.

Veporicum

The Veporicum lies between the Čertovica Suture Zone in the north and the Margecany-Lubeník Line in the south, where it is underthrust below Inner Western Carpathian units. It consists of widespread basement units and a low-grade metamorphic Mesozoic cover. For a long time, it was not easily separable from the Tatricum and both units were partly united as Tatroveporic Unit (Andrusov, 1964) because outside the type area of the Tatricum, units with Veporic character of the Malé Karpaty, Považský Inovec and Tribeč Mts. have been assigned also to the Tatricum.

Undisputed is the Veporic character of the Veporské rudohorie Mts., eastern part of Nízke Tatry Mts. as well as of the Slubica and Čierna hora massifs in Branisko Mts. However, we assign to the re-defined Veporicum also basement units and their partly preserved low-grade metamorphic Permian and Mesozoic cover series of the Malé Karpaty Mts. (Bratislava, Hainburg and Modra nappes), of the Tribeč Mts. and of the Selec and Hlohovec blocks of the Považský Inovec Mts. as well as of isolated occurrences ("islands") within Neogene volcanics east of Tribeč Mts., namely the Sklené Teplice "island" near Banská Štiavnica, Pliešovce "island" and very small "islands" near Levice west of the Sklené Teplice "island". These units correspond to the northern part of the Supratatricum sensu Putiš (1992) between the Čertovica Suture Zone and a restricted Veporicum south of the Pohorelá Fault Zone with Föderata cover series. Putiš (1991) assigned this Supratatricum to basement nappes of the "Subtatricum" with a Veľký Bok type low-grade metamorphic cover series. However, because of the common Alpine history (low-grade Alpine metamorphism related to the subduction of the northwards adjacent Penninicum) of the northern and southern Veporicum in the traditional sense, it does not seem to be useful to separate the northern Veporicum as a Supratatricum Unit from the southern Veporicum.

The main features of the Veporicum are:

- The variety of rock types in the crystalline basement is substantially greater than in the Tatricum. Beside granitoid bodies (often with porphyroblastic texture) and high-grade metamorphic rocks (gneisses, migmatites, micaschists, amphibolites) low-grade metamorphic rocks (phyllites, marbles) are widely distributed. Amphibolites and greenschists are fairly abundant.

- Strong Alpine reworking with diaphoresis (phyllonites) is common.

- The fundamental tectonic style of the Veporic crystalline is its imbricate structure, slices of various size are separated by thrust faults.

- Carboniferous (?) and Permian continental deposits are often present and partly of great thickness.

- The Permo-Mesozoic cover is Alpine low-grade metamorphic. Several Mesozoic cover series are known from the Veporicum s. str. In the northern Veporic Veľký Bok cover unit (its erroneous assignment to the unmetamorphic Patricum is discussed under Patricum), Lower Triassic quartzites are overlain by Middle Triassic dark dolomites and (partly cherty) limestones, Lunz shales and sandstones, Carpathian Keuper, marine Rhaetian (often removed by an earliest Liassic erosion), transgressive Liassic with basal breccias, followed by sandy limestones, dark shales, crinoidal limestones. The Dogger is shallow pelagic with marly limestones, shales, cherty limestones and crinoidal limestones. The Malm consists of pelagic, partly cherty limestones. The Neocomian consists of pelagic marls and limestones that are the youngest beds known in the Veľký Bok Unit. In the Föderata Unit of the southern Veporicum the Carpathian Keuper is replaced by the Hauptdolomit and no younger formations are known.

- Conglomerates with exotic pebbles are never present.

- Unmetamorphic Mesozoic successions of the Krížna Nappe are never overlying Veporicum. Assumed occurrences of Krížna Nappe on units that we assign to the redefined Veporicum (until now regarded as Patricum) are always low-grade metamorphic cover units of the Veporicum (sometimes detached from their substratum and piled in several slices) similar to the Veľký Bok Unit that was for long time regarded as metamorphic Krížna Nappe. An example for this latter assignment is the low-grade metamorphic "Krížna Nappe" sensu Maheľ (1986) in the NE part of the Tribeč Mts.

In the Malé Karpaty Mts., several nappes and slices of basement are known, partly with low-grade metamorphic Mesozoic cover (Fig. 3). Above the Borinka Unit (see under South Penninic units) and below the Bratislava Nappe, a tectonic unit in a nappe position is present that we name herein the Hainburg Unit (in view of its wider distribution in the surroundings of the town of Hainburg, Hundsheim Mts., Austria). It corresponds partly to the Marianka Unit sensu Putiš (1991, 1992). However, this name is already used for the Jurassic Marianka Formation within the Borinka Unit. The Hainburg Unit consists of phyllites, quartzphyllites, graphitic schists, marbles, metagraywackes and greenschists; in the upper part basic metatuffs and metatuffites are intercalated. It corresponds both in its composition and in its tectonic position to the Lower Austroalpine Wechsel Unit. The low-grade metamorphic Mesozoic cover is exposed in the surroundings of Devín (Slovakia) and Hainburg (Austria). Continental Permian (Alpine Verrucano) is overlain by Lower Triassic Semmering Quartzite, thin Werfen Beds, dark Middle Triassic limestones and dolomites. The Liassic is transgressive and begins with coarse breccias, predominantly

with clasts of Middle Triassic dolomites, overlain by marly limestones. Marine Rhaetian is present in clasts of the Liassic. The Dogger and Malm consist of thin-bedded, cherty limestones; the Neocomian-Albian(?) is represented by thin-bedded, marly, partly cherty limestones, shales and limey shales. This sequence is lithologically and with its low-grade metamorphism similar to the Veľký Bok Unit, except for the long erosional hiatus between the top of the Middle Triassic and the Liassic. Also in the Veľký Bok Unit, the Liassic is transgressive and begins with breccias, but only the Rhaetian is often removed.

The Hainburg Unit (Nappe) is overlain by the Bratislava Nappe. We restrict the Bratislava Nappe to the uppermost basement nappe of the Malé Karpaty Mts. east of the Hainburg and Borinka units that are in lower nappe positions. The tectonic position of the northwards adjacent part of the Bratislava Nappe sensu Plašienka et al. (1991) (white field marked with ? in Fig. 3) is unclear. This unit is bounded by different units, Kuchyňa Unit in the west, Kadlubek Unit in the north, Orešany unit in the northeast, Modra Nappe in the east and Bratislava Nappe s. str. in the south (Fig. 3). This unit has a nappe contact against the Bratislava Nappe s. str. that is regarded by Plašienka et al. (1991) and Putiš (1992) as a Hercynian nappe boundary, but in Michalík et al. (1993) and Aubrecht (1994) this nappe contact is not shown. This unit lies tectonically above the Modra Nappe and the Tatric Orešany Unit. Its relations to the Kuchyňa and Kadlubek units are not clear. According to Plašienka et al. (1991), these units are Mesozoic cover series, whereas according to Michalík et al. (1993) and Aubrecht (1994) the Kuchyňa Unit lies tectonically below this discussed unit. Because of its unclear tectonic position with respect to the Bratislava Nappe s. str., Kuchyňa and Kadlubek units, this part of the Bratislava Nappe s. l. is not taken into consideration in the present paper. It is doubtful whether this unit belongs to the Bratislava Nappe.

The Bratislava Nappe mainly consists of granitoids (347 Ma: Bagdasaryan et al., 1982; Plašienka et al., 1991). In the marginal parts of the Bratislava Nappe these granitoids are altered and similar to the Lower Austroalpine Grobgnais. The inner part of the Bratislava Nappe consists of granitoids with much pegmatites. Parts of the roof (Altkristallin) are scarcely present consisting of gneisses, migmatites and amphibolites. According to Plašienka et al. (1991), the Pezinok succession is the metamorphosed mantle of the Bratislava Nappe granitoids.

Not only the lithologic content, but also the tectonic positions of the Bratislava Nappe and of the Grobgnais Unit are identical. Both are lying tectonically on units of the same lithology and metamorphic degree (Wechsel Unit and Hainburg Unit) with the same low-grade metamorphic Lower and Middle Triassic cover series; both units are, in turn, tectonically underlain by Penninic units or transitional Penninic/Lower Austroalpine units (Rechnitz Window and Borinka Unit).

The Modra Nappe (mainly Modra granodiorite) of the eastern Malé Karpaty Mts. lies tectonically below the Bratislava Nappe and above the Orešany Unit in a similar

position as the Hainburg Unit west of the Bratislava Nappe. However, equivalents of the Borinka Unit are not present between the Modra Nappe and the Orešany Unit. Therefore, an exact correlation of the Modra Nappe with the Hainburg Nappe is not possible, but it is also a Veporic Unit (with a low-grade metamorphic Triassic cover series consisting of Semmering Quartzite and dolomites). The low-grade metamorphic Harmónia succession belongs to the roof of the Hercynian Modra granodiorite (324 - 320 Ma: Shcherbak et al., 1988). It consists of sericite-graphite phyllites, sericite-chlorite phyllites, black quartzites, basic tuffs with lenticular limestone bodies, basalts and few gabbrodiorites.

According to Plašienka et al. (1991) a linear intrusion of the Modra granodiorite ascended along a tectonic contact between the Harmónia and Pernek successions. The Pernek succession consists of phyllites, quartzphyllites, graphitic schists, metabasalts, metatuffs. It is very similar to the Hainburg Unit. The seemingly close spatial relations of the Modra granodiorite to the Pernek succession suggests that the Hainburg and Modra nappes are in the same tectonic position below the Bratislava Nappe. Consequently, also the Modra Nappe (with low-grade metamorphic Triassic cover series !) corresponds to the Lower Austroalpine Wechsel Unit and to northern Veporic units of the CWC.

Not all units of the Považský Inovec Mts. (location see Fig. 1) that were assigned up to now to the Tatricum, have the character of the re-defined Tatricum. In the small Hlohovec Block of the southernmost Považský Inovec Mts., granites are covered by low-grade metamorphic Mesozoic rocks. This block belongs to the Veporicum that is thrust on low-grade metamorphic pelagic Turonian marls of the Penninic Belice Unit. The crystalline basement of the Selec block in the northern Považský Inovec Mts. consists mainly of muscovitic micaschists, amphibolites, diaphthoritic rocks and very few granitoids. Low-grade metamorphic, thick continental Permian sequences (up to 3000 m) as in the Veporicum are present in the northwestern Považský Inovec Mts. The crystalline basement and the Permian of the Selec Block belong probably also to the re-defined Veporicum. They are lying tectonically on the Penninic Belice Unit.

Also the Trábeč Mts. (location see Fig. 1) were previously regarded as Tatricum that was overthrust by the Križna and Choč nappes. However, the basement is typically Veporic with phyllitic micaschists, amphibolites and chlorite-phyllites, and some low-grade metamorphic sandstones and phyllites, but granitoid rocks are predominant, among them the so-called Sĺrka Granite, a granodiorite with high titanite content. This granitoid type occurs except at Trábeč Mts. only in the Veporicum s. str. The so-called Tatric sedimentary cover and at least a part of the sequence, up to now assigned to the Križna Nappe, can be re-interpreted as a low-grade metamorphic cover series. It begins with continental Permian arkoses and conglomerates. The Mesozoic succession begins with Scythian quartzites, locally overlain by Wexfen Shales, followed by Middle Triassic limestones and dolomites. The Liassic

consists of gray, bedded limestones, crinoidal limestones, sandy limestones and spongiolites. In the Upper Liassic, variegated limestones are present. They are partly cherty, partly graded with granitoid clasts. The Dogger and Malm sediments consist of crinoidal limestones, red radiolarites and nodular limestones. Cherty limestones are present in the Tithonian and Neocomian. The Aptian consists of light-coloured massive to bedded bioclastic and crinoidal limestones. The youngest beds belong to the Albian and consist of shales and limestones.

The "Tatric" Sklené Teplice inlier within the neovolcanics is also a Veporic unit. The basement consists of granitoids and metamorphics (gneisses, migmatites, phyllites), overlain by low-grade metamorphic Permian arkoses, conglomerates, basic volcanics. The overlying "Križna Nappe" is a low-grade metamorphic cover series consisting of Scythian quartzites, Middle Triassic gray dolomites and limestones, thin (only a few meters) Carpathian Keuper with many dolomite intercalations, marine Rhaetian limestones and phyllitic shales. Again, this sequence is very similar to the Triassic part of the Velký Bok cover unit of the northern Veporicum.

We assign also the "Tatric" Pliešovce "island" to the re-defined Veporicum. Above crystalline basement (phyllites, metaquartzites), a low-grade metamorphic Mesozoic cover series is present that was previously assigned to the Carboniferous. It consists of Scythian quartzites and Middle Triassic dolomites, light-coloured and pink marbles. Further small inliers within the neovolcanics near Levice display also a Veporic low-grade metamorphic (Permian-Triassic) cover series with quartzites, metaarkoses and light-coloured metamorphic limestones.

Clear S-N directed changes of the Upper Triassic facies are present in the Veporic Mesozoic successions. In the (southern) Föderata Unit, Upper Carnian-Norian Hauptdolomit occurs. In the (northern) Velký Bok Unit, the Upper Triassic is largely represented by continental to lagoonal Carpathian Keuper with some dolomitic intercalations. The marine Rhaetian is often removed by an earliest Liassic erosion. The Liassic begins with a transgression (basal breccias). In the Devín succession an earliest Liassic erosion removed the entire Upper Triassic sediments, but marine Rhaetian was deposited because it is present as clasts in the Liassic breccias. Immediately beyond this area, a Jurassic steep escarpment bordering the Penninic Ocean was situated, along which the Borinka Unit was deposited. Immediately before the beginning of the Jurassic rifting in the Penninicum, there was seemingly a distinct uplift in the northern Veporicum that is suggested by earliest Liassic erosion of the Rhaetian or of the entire Upper Triassic. This suggests that the rifting of the Penninicum began in the axial part of an subaerial uplift.

The continuous changes from S to N in the Triassic evolution, the presence of marine Rhaetian and of transgressive Liassic with limestone breccias in all units suggest that all these units belong to the same unit, the Veporicum.

The assignment of several "Tatric" units to the Vepori-

cum and our model for distribution of the oceanic belts within the CWC (Fig. 3) solves some correlation problems of the Western Carpathians with the Eastern Alps.

3. Problems of the paleogeographic setting of the Central Western Carpathian tectonic units

The origin of the exotic pebbles in Albian-Turonian conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Tatricum and Fatricum, the clear distinction between the Tatricum and Veporicum as well as the original position of the Penninic units with respect to the Veporicum and Tatricum are decisive for the understanding of the geodynamic evolution of this area. These problems must be discussed in detail. Other unsolved problems, as the paleogeographic position of the Manín Unit, are partly caused by different content of the units and will be only discussed in the context of other problems.

One of the key problems for the geodynamic evolution of the Central Western Carpathians and of the Pieniny Klippen Belt is the origin of the exotic pebbles in Albian-Turonian conglomerates before the closing of the Penninic ocean. According to Mišík et al. (1981), Mišík and Sýkora (1981), Kozur and Mock (1988), Mišík and Marschalko (1988), Birkenmajer (1988), Marschalko (1986) and other authors these pebbles were derived from an exotic ridge (Andrusov Ridge *sensu* Birkenmajer, 1988) south of the Pieniny Ocean and north of the Tatricum that is related to the southward directed subduction of the Pieniny Ocean. According to Kázmér and Kovács (1985) and Haas et al. (1995), the exotic pebbles were derived from the Vardar Zone, according to Plašienka (1995a) from Inner Western Carpathian nappes.

The following observations at the exotic pebbles in Albian-Turonian conglomerates are important for their origin:

- The exotic material consists of rock types that are partly unknown from the Inner Western Carpathians or even from the Inner and Central Western Carpathians (Mišík and Sýkora, 1981; Mišík and Marschalko, 1988; Birkenmajer et al., 1990). Pelagic deep-water limestones of Early Anisian age that contain paleopsychrospheric ostracods indicating open connection to the cold bottom water currents in water depth below 500 m are unknown from intraplateau basins or shallow-water deposits of the Western Carpathians. Spotty marls are dominant throughout the Upper Triassic (Birkenmajer et al., 1990). This facies is not known from the Triassic of Western Carpathians. Upper Jurassic basalts and Lower Cretaceous tectonitoid rocks (Mišík and Marschalko, 1988) are unknown from the Inner and Central Western Carpathians. Glaucophanite schists of other types than in the Meliaticum occur (Ivan and Sýkora, 1993). Newest data from glaucophanite schists pebbles that show Callovian to Oxfordian and Berriasian blueschist facies imprint (Dal Piaz et al., 1995) are very interesting, but need further confirmation.

- Presence of Lower Aptian Urgonian Limestone with chrome spinels and clastic glaucophane.

- The oldest turbiditic rocks are Upper Hauterivian

sponge-radiolarian limestones, the oldest rocks with spinels are known from Barremian spongy limestones (Mišík and Marschalko, 1988).

- Continuous presence of pelagic, open sea basinal limestones, in the Jurassic also radiolarites, from the Lower Anisian to Hauterivian.

- The largest exotic pebbles occur in the Klape Unit. Towards the north, only a little smaller exotic pebbles are present in the Branisko succession of the middle Pieniny Klippen Zone. Towards the south, the size of the exotic pebbles is smaller in the Tatricum (than in the Klape Unit) and smallest in the Křížna Nappe (Mišík et al., 1981; Mišík and Sýkora, 1981; Mišík and Marschalko, 1988; Birkenmajer et al., 1990).

From the above observations, the following conclusions can be drawn:

- (1) The source area of the exotic pebbles must be adjacent to an open pelagic sea belt that opened not later than in the Lower Anisian. There is no unit in the Inner and Central Western Carpathians, in which the rifting began before the Lower Anisian/Pelsonian boundary level (Meliaticum, South Rudabányaicum, in all other units the opening began later, Kozur and Mock, 1988; Kozur, 1991). Therefore the Lower Anisian exotic pebbles cannot be derived from the Inner Western Carpathians (a Vardar ocean origin is not taken into consideration, see below). The presence of a pelagic through north of the CWC is clearly indicated by the fact that already in largest part of the Lower Anisian and in the Pelsonian pelagic faunal elements (ammonoids, conodonts) invaded the Germanic Basin through the East Carpathian Gate and Upper Silesian Gate, partly only through the latter gate. Also several other Lower Anisian elements (holothurian sclerites, articulate brachiopods) invaded the Germanic Basin through these gates. Lower Anisian ammonoids, conodonts, holothurian sclerites, articulate brachiopods are missing for facial reasons in the entire Inner and Central Western Carpathians. They must therefore invade the Germanic Basin through a trough east and north of the present Inner and Central Western Carpathians. In the Pelsonian, the fauna is more pelagic (rich occurrence of pelagic conodonts and ammonoids, Kozur, 1974a, b, 1975) in Upper Silesia (adjacent to the Silesian Gate) than in the Holy Cross Mts. (adjacent to the East Carpathian Gate). The main pelagic connection in that time was therefore surely through the Upper Silesian Gate. In that time, however, these pelagic fossils are absent in the entire CWC. Moreover, also in the Norian marine ingressions with foraminifers are known from southern Poland (Kozur, 1975).

Large pebbles and blocks of exotic pelagic Middle and Upper Triassic in Paleogene conglomerates in the Flysch Belt of the Outer Carpathians that derived from the Silesian Ridge (Soták, 1985, Mišík and Marschalko, 1988), also indicate the presence of a pelagic Triassic trough north of the Tatricum connected with the Germanic Triassic in Upper Silesia.

- (2) Subduction related minerals and rocks (e. g. chrome spinels, glaucophanitized rocks, metabasalts, metagabbros, eclogites) do not occur in sedimentary pebbles before

the Lower Aptian. Turbidites do not occur before the Upper Hauterivian. Before that time only basinal rocks and magmatics of the oceanic succession are known (Mišík and Marschalko, 1988). For this reason, a Hauterivian beginning of the subduction in the ocean adjacent to the Andrusov Ridge may be suggested. However, newest data from two pebbles of glaucophan schists suggest Callovian-Oxfordian and Berriasian subduction (Dal Piaz et al., 1995). If these data can be confirmed, the subduction of the Pieniny Ocean began as early as Callovian-Oxfordian.

(3) The Klappe Unit must be most near to the Andrusov Ridge (or any other assumed source area of the exotic pebbles) because the largest exotic pebbles in Albian conglomerates are known from this unit. Because the size of the pebbles decrease rapidly toward the south and slowly toward the north, and Turonian exotic pebbles are present in the Branisko Unit of the Pieniny Klippen Belt (the Penninic Belice oceanic branch was still open at this time), a southern origin from nappe fronts of Inner Western Carpathians nappes can be excluded. A southern origin of the exotic pebbles can be also excluded from the above mentioned rock types that are not known from the Inner and Central Western Carpathians.

(4) The presence of Lower Aptian Urgonian Limestone with chrome spinels and clastic glaucophane indicates a pre-Aptian subduction of an ocean under an upper plate with Urgonian Limestone. The Meliata Ocean closed already in the Middle Oxfordian (Kozur, 1991) and Urgonian Limestones are unknown from adjacent areas. In the CWC Urgonian Limestone is only known in its northern part as well as in adjacent parts of the Pieniny Klippen Belt (Tatricum, Manín, Klappe and Haligovce units). Because the subduction in the Penninic Ocean (including the Pieniny oceanic branch) is southward directed, the subduction zone that yielded the ophiolitic detritus known from Urgonian Limestone pebbles, must be north of the Tatricum.

According to Kázmér and Kovács (1989), the Andrusov Ridge never existed, but was a part of the suture zone of the Vardar Ocean. For explanation of this exotic position of parts of the Vardar Suture Zone they used a hypothesis that disregards all cinematic principles of plate drift (see Kozur and Mock, 1988). The presence of the same exotic Triassic rocks in Albian conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Tatricum and Patricum proves that the Andrusov Ridge was situated adjacent to these units and not a northward-drifted part of the Vardar Suture Zone. Moreover, neither the Vardar Zone nor the Pieniny Ocean were finally closed during the Albian, whereas the hypothesis by Kázmér and Kovács (1989) is based on the assumptions that the Vardar Ocean was finally closed at the Jurassic/Cretaceous boundary and that there was no separate Pieniny Ocean south of the Czorsztyn Ridge, but only a single Magura Ocean. These assumptions are inconsistent with the geologic facts (see, for instance, Birkenmajer, 1960, 1977, 1985, 1986, 1988; Mišík and Marschalko, 1988).

This model of derivation cannot be seriously taken into consideration and it is not followed by any Carpathian geologist. However, Haas et al. (1995, Fig. 7 A) indicated again the Exotic Cordillera as part of a Middle Trias-

sic Vardar Ocean several 100 km SE of the Meliata Ocean that they placed in northwestern prolongation of the Pieniny Exotic Cordillera. This cordillera or any other assumed source area was, however, part of the upper plate under which an ocean was subducted toward the south (opposite subduction direction than in the Vardar Ocean). Moreover, the argument by Kozur (1991) that the Meliaticum cannot be the continuation of the Vardar Ocean because in the latter ocean there is no proven Ladinian oceanic sequence, was rejected by Haas et al. (1995) quoting Obradović and Goričan (1988) that radiolarites of Triassic age overlay pillow basalts in the innermost Vardar Zone. To make the data by Obradović and Goričan (1988) consistent with the model of Kovács (1982), a new Ladinian to Carnian age determination by Dosztály (pers. comm., 1993) was presented. However, Ladinian radiolarites from the Vardar Zone, published in this paper, are from olistoliths of the so-called Porphyrite-Chert Formation with intermediate tuffs, tuffites, limestones and cherts, typical Buchenstein Beds in the same area, where Triassic cherts on pillow lavas yielded Lower Norian radiolarian guide forms. Consequently, the data by Obradović and Goričan (1988) are in agreement with the view of Kozur (1991) that in the Ladinian of the Vardar Zone calcine intermediate volcanism on continental crust is present, whereas pelagic sedimentation connected with pillow lavas began locally in the Upper Triassic. This makes the reconstruction of Haas et al. (1995) invalid independent from the misinterpretation of the Pieniny Exotic Cordillera by Haas and Kovács in this paper, a view that is not followed by the other two authors (L. Krystyn and R. Lein). However, also Krystyn and Lein (in Haas et al., 1995) indicated an Upper Triassic land bridge north of the Tatricum separating the Carpathian Keuper from the Germanic Keuper. This land bridge is shown in about 300 km distance from the nearest marine facies (Hauptdolomit facies). This is in contrast to the pelagic Norian pebbles that are derived from the Andrusov Ridge and to marine ingressions in the Norian of the Germanic Basin.

Plašienka (1995a) assumed that the Andrusov Ridge was situated in the present Veporic or more southern areas. He pointed out that there was no Late Jurassic-Early Cretaceous active margin along the Vahic (Belice Unit) Tatric interface. For this assumption, he listed the following arguments that we will comment:

(1) There should be a Late Jurassic-Early Cretaceous compressional regime in the Tatricum, but in reality an extensional regime is recorded in the Jurassic to Lower Albian and no signs of compression in zones adjacent to the ridge (Tatric, event. Manín) is present.

Comment: The compressional regime should be in the accretionary wedge (with the Andrusov Ridge), whereas in the southward adjacent areas rather back-arc extensional conditions should be expected during the subduction of the Pieniny Ocean (Birkenmajer, 1988). Compressional regime should begin within the Turonian. In this time early collision is indicated by the fact that exotic pebbles are known from the area immediately north of the Pieniny Ocean, in the Branisko Zone (Birkenmajer et al., 1990).

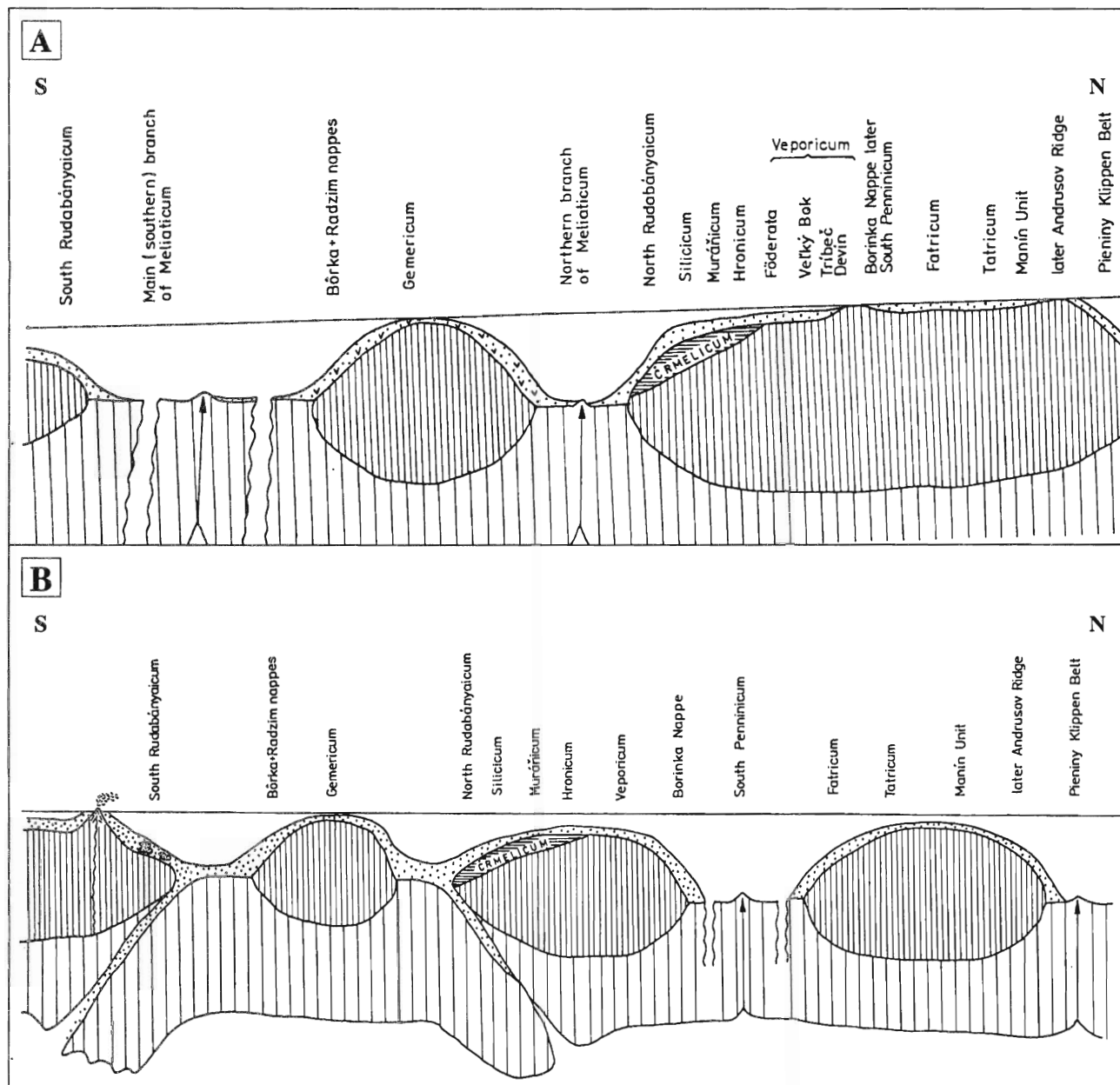


Fig. 5. Schematic palinspastic cross section from the South Rudabányaicum to the southern part of the Pieniny Klippen Belt in the meridian of the Gemericum. A - Ladinian, B - Bathonian. Not to scale. Continental blocks strongly exaggerated. Sea-floor spreading in the South Penninicum and in the Pieniny Klippen Belt. Active, southwards-directed subduction zone at the southern margin of the Meliata Ocean. Inactive Rhaetian-earliest Liassic subduction zone at the northern margin of the northern branch of the Meliaticum. The evolution of the Inner Western Carpathian part is explained in Kozur and Mock (in press).

Exactly at that time, the compressional regime in the Tatricum began also according to Plašienka (1995a). The present absence of an accretionary wedge in this area is no argument against a possible back-arc extensional regime in the Tatricum, because in the area between the Tatricum and the Czorsztyn Ridge considerable crustal segments are overthrust.

(2) There is no evidence of subduction-related volcanism, even not in the most external Tatric Zone. Barre-

mian-Lower Albian alkaline basalts are genetically rather related to extension.

Comment: Independently from the position of the Andrusov Ridge, nowhere in the Western Carpathians subduction related volcanism of Early Cretaceous age is known from outcrops. The occurrence of such volcanism should not be expected in the back-arc extensional realm of the Tatricum, but on the Andrusov Ridge that was later overthrust. Dal Piaz et al. (1995) reported the presence

of arc volcanics in pebbles from Albian conglomerates of the Klappe Unit in the Pieniny Klippen Belt. Thus, subduction-related volcanism was apparently present on the Andrusov Ridge, exactly at the place, where it can be expected. In contrast, extension-related volcanism may be expected in the Tatricum starting after the beginning of the subduction. Taking into consideration our above view about the beginning of the subduction, such Barremian and Lower Aptian extension-related volcanism in the Tatricum is rather an evidence for pre-Barremian beginning of the subduction north of the Tatricum and consequently for a position of the Andrusov Ridge between the Tatricum and the Pieniny Klippen Belt.

(3) Plašienka (1995a) mentioned older arguments that some of the exotic pebbles, e. g. Triassic pelagic limestones and Urgonian Limestones with chrome spinel and glaucophane clasts are missing in the Tatric and Fatric zones.

Comments: No arguments against these "older arguments" were given, especially not against the fact that several of these rocks are also missing in southwards adjacent units, as Veporicum and Inner Western Carpathians. The presence of local material in the Barremian Solfrov Formation does not exclude that Albian-Turonian conglomerates contain exotic material or local and exotic material.

(4) There was no large-scale left-lateral strike-slip movements of the CWC block along the northern Tatric edge during Mid-Cretaceous time.

Comment: We agree with this statement, but a left-lateral strike-slip is neither an argument in favour nor against an active margin north of the Tatricum.

(5) The "exotic" ridge should have originated as an elevated volcanic belt during the Late Jurassic, but it started to provide coarse clastic material as late as in the Albian. There is no explanation for this time delay.

Comment: If such time delay would exist, a position of the Andrusov Ridge on the Veporicum would not provide a better explanation for this time delay than the presence of the Andrusov Ridge north of the Tatricum. Moreover, the presence of an island arc is not a feature of the very beginning of the subduction and it is even not an obligatory feature of oceanic subduction. Thus, a delay of any length between the beginning of the subduction and the subaerial elevation of an island arc is possible. As stated above, from the exotic pebbles can be concluded that the subduction began either already in the Callovian-Oxfordian or only in the Late Hauterivian. Dal Piaz et al. (1995) presented a plateau age of 155.4 ± 0.6 Ma (Oxfordian) for a pebble of an epidote-glaucophane metabasalt from Upper Albian conglomerates of the Klappe Unit of the Pieniny Klippen Belt. This would suggest a beginning of the subduction before the Oxfordian as in the Meliata Ocean. However, the second pebble (lawsonite-glaucophane metabasalt) from the same locality yielded an age of around 142 - 143 Ma (Berriasian) distinctly younger than the end of the subduction of the Meliata Ocean in the Middle Oxfordian (Kozur, 1991). Thus, a beginning of the subduction of the Pieniny Ocean in the Callovian-Oxfordian (assumed by Dal Piaz et al., 1995) cannot be excluded, but this is so far based on radiometric data from

a single sample (or from two samples, if a Berriasian subduction is taken into consideration). The early history of the Pieniny Ocean (deep-water, open sea sedimentation starting from the Lower Anisian) is rather in favour of an early beginning of the subduction, but no evidence. The absence of Callovian-Oxfordian (and Kimmeridgean-Lower Hauterivian) turbidites in the spectrum of the exotic pebbles speaks in the moment rather against a Callovian-Oxfordian beginning of the subduction (however, pebbles of siliclastic turbidites are biostratigraphically difficult to date and therefore this argument must not be overestimated). On the other hand, the presence of Berriasian glaucophane schists excludes a derivation from the Meliaticum or any other reliable southern source.

(6) Rocks of Klappe, Andrusov Ridge and Manín zones are missing at the discrete Penninic(Vahic)/Tatric interface in the northern Považský Inovec Mts. Therefore these units may have not been located between Penninic (Vahic) and Tatric domains at that critical time.

Comments: This is the most important argument by Plašienka (1995a) and it has to be discussed in detail together with his alternative paleogeographic arrangement during the Albian-Cenomanian time. He proposed for this time interval the following arrangement of the units (from N to S): Czorsztyn Ridge-(Branisko)-Kysuca-Belice (open oceanic realm during that time)-Tatricum-Fatricum-Veporicum. The position of the Branisko unit was not mentioned by Plašienka (1995a) but its position is between the Kysuca (Pieniny) Unit and the Czorsztyn Ridge. Within the Fatricum he presented different N - S arrangements during the Albian-Cenomanian time interval depending on the assumed nappe thrusting during this time (Plašienka, 1995a; Fig. 7), e. g. for the Middle Albian from N to S: Manín-Poruba Flysch Basin (Křížna Nappe)-Klappe-Velký Bok. In this paleogeographic position he explained the exotic pebbles as rocks that derived from the south, from frontal part of the Inner Western Carpathian nappes.

The "Tatricum" of the Selec Block in the Považský-Inovec Mts. has Veporic character with predominantly mica schists, common amphibolites, few granitoids, strong Alpine reworking (diaphthorites are common), and the cover consists of low-grade metamorphic very thick (up to 3000 m) continental Upper Paleozoic (mainly Permian) rocks. We assign therefore this "Tatricum" to the re-defined Veporicum that overthrust the low-grade metamorphic Penninic Belice Unit. In the same tectonic position low-grade metamorphic red Turonian marls (that we assign to the Belice Unit) occur in the southernmost Považský Inovec Mts. (Hlohovec Block) below Veporic rocks with low-grade metamorphic Mesozoic cover. For this reason, we do not regard the Belice Unit as part of the Pieniny Ocean, but as a southern branch of the Penninic Ocean north of the Veporicum and south of the Fatricum (without the north Veporic Velký Bok cover unit, see chapter 2, Fatricum). The absence of remnants of the Klappe and Manín Unit and of the Andrusov Ridge between the Penninic Belice Unit and the overthrust Veporicum is to expect, if those units were derived from the transitional

area between the Tatricum and the Pieniny Ocean as assumed by most authors.

West and east of the Tatricum, the southern (Belice) branch and the northern (Pieniny) branch may merge into a single Penninic Ocean. But also in this case it is not situated north of the (no longer existing) Tatricum.

This example shows how important is an exact differentiation between the Tatricum and Veporicum. If the crystalline sequences above the Belice unit are Tatricum, then the Belice Unit would be a tectonic window of the Pieniny Klippen Belt. Such reconstruction would cause serious paleogeographic problems. The Branisko Unit north of the Pieniny Ocean contain Turonian conglomerates with the same exotic pebbles that are known from the Kłape, Tatric and Križna nappes. Neither in our paleogeographic reconstruction (Fig. 5) nor in the reconstruction by Plašienka (1995) exotic pebbles from the frontal part of Inner Western Carpathian nappes could reach during the Turonian the depositional area of the Branisko Nappe situated between the Pieniny Ocean and the Czorsztyn Ridge or in the reconstruction by Plašienka between the Vahic Ocean (Belice Unit) and the Czorsztyn Ridge. Turonian pelagic, red deep-water marls were deposited in the Belice Unit that are an effective barrier for the transport of conglomerates. Moreover, both in our reconstruction and in that of Plašienka (1995a) the Penninic ocean, to which belong the Belice Unit, was not yet closed during the Turonian. This excludes the transport of exotic pebbles from one side of the ocean to its other side during this time, independent from the position of this ocean (north of the Tatricum by Plašienka, 1995a, or north of the Veporicum in our reconstruction). Moreover, the presence of exotic pebbles in the Turonian of the Branisko Unit suggest that the Belice branch of the Penninic ocean was south of the Tatricum, because only in this case exotic pebbles could reach the Branisko Unit from an exotic ridge south of the Pieniny Ocean. Additionally, this shows the beginning of the collision in the Pieniny Ocean as early as in the Turonian.

Not only the regional distribution but also the size distribution of the exotic pebbles is not in favour of the model by Plašienka (1995a). Using Plašienka's S - N arrangement of the units in the Albion, the exotic pebbles are largest in the Kłape Unit, smallest in the adjacent Križna Nappe, missing in the Manín Unit, again larger in the Tatricum, missing in the Belice Unit (ocean). Such a size distribution is not probable. However, the absence of exotic pebbles in Manín Unit can be explained by lateral disappearance of this unit. Such explanation would be also necessary, if the Manín Unit is placed between the Kłape Unit and the Tatricum. In the latter case, the presence of Urgonian Limestones can be better explained, because it is present both in marginal units of the Pieniny Klippen belt (Hálgovce Unit, Kłape Unit) and in the Tatricum (except the southernmost units, like in the Orešany Nappe). Also the distribution of the Barremian-Aptian Urgonian Limestones does not support the model by Plašienka (1995a), because the continuous depositional area of the Urgonian Limestones in our model would be dis-

rupted in three areas with Urgonian shallow-water facies separated by deep-water Barremian-Aptian deposits.

There are also difficulties with the timing of the nappe thrusting in the model by Plašienka (1995a). The thrusting of the Inner Western Carpathian nappes (Choč and Strážov nappes) over the Križna Nappe was post-Cenomanian and the thrusting of the Križna Nappe over the Tatricum was post-Lower Turonian. Because according to Plašienka the Albion conglomerates derived from the frontal part of the Inner Western Carpathian Nappes, a large time gap in the nappe thrusting of the Inner Western Carpathian nappes must be assumed. Moreover, except some sliding nappes, Plašienka (1995a, Fig. 7) assumed compressional overthrusting and not subduction related underthrusting. Such compressional overthrust should be, however, only expected after the beginning collision in the Pieniny Ocean during the Turonian (see above). Moreover, Plašienka (1995a, p. 105 - 106) stated: "there are no signs of compression in the zones adjacent to the inner side of the ridge [Andrusov Ridge] (Tatric, event. Manín) until the Cenomanian-Turonian". This is correct, but in such a case the Tatricum cannot be shortened by nappe thrusting due to compressional squeezing between the Veporicum and the Tatricum during the Albion and Cenomanian as assumed by Plašienka (1995a, Fig. 7).

In our model, a continuous belt from the Veporicum to the adjacent part of the Penninic (Belice Unit) as well as transitional units between them (Borinka Unit) underwent low-grade Alpine metamorphism. All northwards adjacent units have no Alpine metamorphism. In the model of Plašienka (1995a) this Alpine metamorphic belt is disrupted by unmetamorphic units, from S to N the metamorphic Veporicum (with Veľký Bok cover unit), unmetamorphic Kłape, Križna and Manín units, partly metamorphic, partly unmetamorphic Tatric units, metamorphic Belice Unit, unmetamorphic Kysuca Unit. In the compressional thrusting model for the Tatricum sensu Plašienka (1995a, Fig. 7) this is hardly explainable.

According to our opinion, the presence or absence of Alpine metamorphism is important for separation of the main units of the CWC, and especially for separation of the re-defined Tatricum and Veporicum, because it indicates a different tectonic history during the subduction of the Penninic Ocean. The metamorphism of the Veporicum was not caused by the overthrust of the Hronicum, because the Tatricum was overthrust by the Tatricum and Hronicum, but the Mesozoic cover remained unmetamorphosed. The Alpine metamorphism of the Veporicum is related to the southward directed subduction of the Penninic oceanic branch north of the Veporicum. During this process, also parts of the southward adjacent continental crust of the upper plate were underthrust toward the south in slices on the subducted Penninicum.

According to this model, units with low-grade Alpine metamorphic Permian and Mesozoic cover, such as the Hainburg Nappe with the low-grade metamorphic cover of the Devín Unit in the Malé Karpaty Mts. (and, of course, also the tectonically higher Bratislava Nappe), parts of the Považský Inovec Mts. with low-grade meta-

morphic Permian (Selec Block in the N) and low-grade metamorphic Mesozoic rocks (Hlohovec Block in the south), and at least parts of the Trábeč Mts. with low-grade metamorphic Mesozoic cover cannot be assigned to the Tatricum with unmetamorphic Mesozoic cover, but are northern Veporic units. These units have also several other features of the Veporicum (see chapter 2, Veporicum) that are unknown from the Tatricum. Sequences allocated to the Križna Nappe or other nappes of the Fatricum, resting tectonically above some of these units, are somewhat detached low-grade metamorphic cover series similar or nearly identical with the Veľký Bok cover series of the northern Veporicum. On the other hand, the unmetamorphic Vysoká Nappe of the Fatricum lies in the Malé Karpaty Mts. tectonically on the Alpine unmetamorphic Orešany Unit and some other, apparently related units (Solšov, Kadlubek and Kuchyňa units), but not on the Bratislava, Modra and Hainburg nappes (the latter two with low-grade metamorphic Mesozoic cover units). For the above mentioned reasons, we regard these latter three units as northern units of the re-defined Veporicum.

In this connection, different models for the paleogeographic reconstruction of the units in the Malé Karpaty Mts. have to be discussed. Plašienka et al. (1991) correctly recognized that the Borinka Unit was situated on the slope immediately south of the Penninic (Vahic) Ocean, but they placed a hypothetical "Lungau Swell" (assumed Tatric basement) between this southern slope of the Penninicum and the Malé Karpaty Mts. units that they regard as the northern part of the Šiprúň (Fatra) Zone. We agree that the Borinka Unit belongs to the slope immediately south of the Penninicum (in this connection it is unimportant whether the Borinka Unit is assigned to the southernmost part of the Penninicum or to the immediately adjacent northernmost part of the Lower Austroalpine Zone, see Plašienka and Putiš, 1987). We also agree that the Tatric basement originally was situated NW of the Bratislava and Hainburg nappes of the Malé Karpaty Mts. But there is no need to place a hypothetical Lungau Swell with Tatric basement south of the Borinka Unit because the re-defined Tatricum was situated originally north of the Borinka Unit. Moreover, the unmetamorphic Mesozoic of the Fatricum cannot be rooted south of those units of the Malé Karpaty Mts. that display Veporic type of basement and (if preserved) low-grade metamorphic Mesozoic. The unmetamorphic Fatricum can be rooted only north of this domain with low-grade Alpine metamorphism and north of the likewise low-grade metamorphic Mesozoic Borinka Unit, but south of the Alpine unmetamorphic Tatricum; in the Malé Karpaty Mts. this is between the Modra Nappe and the Orešany Nappe.

From this paleogeographic position of the Fatricum rises the question, whether Penninic oceanic development is present in the Western Carpathians also south of the Tatricum, or whether this oceanic development connected with the opening of the Atlantic Ocean disappeared in this southern position east of the Eastern Alps and this Penninic Plate boundary continued as a transform fault, along which the Fatric Jurassic-Lower Cretaceous deep-water

sequence on continental crust was deposited. We assume that the oceanic Penninicum was present in the Western Carpathians also south of the Tatricum, but because of the far lower denudation level in the Western Carpathians compared with the Alps, the Penninic units are still largely buried under Veporic (Lower Austroalpine) units beneath which they have been underthrust during the subduction. Only in the Iňačovce-Križovo Unit of Eastern Slovakia a larger tectonic window (covered by Neogene) of this southern branch of oceanic Penninicum is present. If such oceanic Penninicum would be missing, both the Alpine metamorphism in the Veporicum and the nappe structure of the Western Carpathians would be difficult to explain.

4. Correlation of the Central Western Carpathians with the Alps (Tab. 1)

Tollmann (1986) correlated the Pieniny Klippen Belt with the Ybbsitz, Sulz and St. Veit Klippen of Austria and he rooted this area north of the Andrusov Ridge (Ultrapieninic Exotic Ridge) north of his North Penninicum. Birkenmajer (1985) regarded the Pieniny Klippen Belt as North Penninicum. In this case, the Andrusov Ridge would be situated between Manín Unit/Tatricum and the North Penninicum. Manín Unit and Tatricum would be consequently the continuation of the Middle Penninic Ridge. Tollmann (1986, 1989, 1990) also correlated the Manín Unit and Tatricum with the Middle Penninic Ridge but included also the Bratislava and Hainburg nappes of the Malé Karpaty Mts. and other, above discussed units that we assign to the northernmost Veporicum (in that time generally assigned to the Tatricum). As we mentioned before, we do not separate South and North Penninicum in the Western Carpathians, but we agree that the Tatricum has an intra-Penninic position. However, this does not mean automatically a Middle Penninic position in the Western Alpine sense. Rather both the Belice Penninicum and the Pieniny Ocean belong to the continuation of the South Penninicum, and the Tatricum has in this case an intra-South Penninic position. As discussed below, we assign also the Fatricum and the Manín Unit to the same intra-Penninic zone with continental crust as the Tatricum.

On the base of lithostratigraphic correlations of the Rechnitz Window Group and its Lower Austroalpine rim, Pahr (1991) came to the conclusions that the Borinka Nappe corresponds to the South Penninic Rechnitz Window and the tectonically higher units of the Malé Karpaty Mts. (Bratislava, Hainburg, Modra nappes) to the Lower Austroalpine Grobgnais and Wechsel units. As we have stated in chapter 2., paragraph Penninic units of the Western Carpathians, we also root the Borinka Nappe at the transition Penninicum/Veporicum. Sequences that we assign to the tectonically overlying Hainburg and Modra nappes were correlated by Pahr (1991) with the Wechsel Unit. We agree also with this correlation. Additionally to the data concerning the similarities in the basement presented by Pahr (1991) that we can confirm, we found that the low-grade metamorphic Permian-Albian(?) Devín

succession lies stratigraphically on the crystalline of the Hainburg Unit (Nappe) and not on the Bratislava Nappe, as so far generally assumed, and comprises the cover series of the Hainburg Unit of the Malé Karpaty Mts. Around Hainburg, Austria, low-grade metamorphic Permian, Triassic and Jurassic strata of the cover series of the Hainburg Unit are preserved. Indeed, this Permo-Mesozoic succession is identical with that of the Devín succession. Tollmann (1977) assigned the sequences that we allocate now to the Hainburg Unit (with its low-grade metamorphic Permo-Mesozoic cover series) in the surrounding of Hainburg to the Tatricum and the Middle Penninic Ridge. However, we agree with Pahr (1991) and Putiš (1992) that the Hainburg Unit in both areas is an equivalent of the Lower Austroalpine Wechsel Unit, which has not only the same basement, but also the same Permo-Mesozoic cover series. Moreover, the Hainburg Unit of the Malé Karpaty Mts. lies in the same tectonic position as the Lower Austroalpine Wechsel Unit. It overlays the marginal South Penninic Borinka Nappe that corresponds to parts of the Rechnitz Window and it is, in turn, overlain by the Bratislava Nappe that is an equivalent of the Grobgnais Unit. Putiš (1992) correlated also the Bratislava Nappe with the Grobgnais Unit and the Hainburg Unit (named by him as Marianka Unit) as well as the Modra Nappe with the Wechsel Unit.

As clearly recognized by Pahr (1991), the metamorphic degree in the Malé Karpaty Mts. is lower than that of the Grobgnais Unit, because the compression in the Western Carpathians was lower than in the Eastern Alps. This different metamorphic degree can be not only recognized when we compare the Grobgnais Unit with the Bratislava Nappe, but also by comparison of the stronger metamorphic South Penninic sequences of the Rechnitz Window with the less metamorphic sequences of the Borinka Nappe. In the Grobgnais Unit the less altered central parts are pegmatite-rich metagranitoids. In the Bratislava Nappe the central parts are pegmatite-rich granitoids, whereas the more altered marginal parts are very similar to the metagranitoids of the central Grobgnais Unit.

Palynological investigations (Planderová and Pahr, 1990) of lithologically similar low-grade metamorphic Paleozoic units of the Wechsel Unit and the Harmónia Group of the Modra Nappe indicated different ages: marine latest Carboniferous and earliest Permian for graphitic schists and dark gray sericitic phyllites of the Wechsel Unit, and marine Silurian to Devonian for the Harmónia Group. Unfortunately, palynologic investigations from low-grade metamorphic beds of the Western Carpathians brought up to now no reliable data. Even in the case of the better preserved sporomorphs from anchimetamorphic beds of the Meliaticum and South Rudabányaicum always the formerly assumed ages of the beds was confirmed by sporomorphs that are now proven to be wrong. Jurassic turbidites, now dated by partly well preserved radiolarians (Kozur and Mostler, 1992; Mandl and Ondrejčková, 1993), were palynologically assigned to the Devonian, where the enclosing formations were regarded as Paleozoic of the Eastern Grauwackenzone (Klaus in

Plöschinger, 1967, see Kozur and Mostler, 1992) or to the Triassic, where they were regarded as Triassic before (Planderová in Mello et al., 1983). Apparently, the preservation of all these sporomorphs from very low-grade (anchimetamorphic) rocks was so bad that their determination was influenced by the previously assumed ages. Consequently, it is not probable that the more poorly preserved sporomorphs from epimetamorphic beds of the Wechsel Unit have yielded reliable data. Probably the dating of the epimetamorphic beds of the Wechsel Unit as latest Carboniferous to earliest Permian was influenced by former reports of Carboniferous plants that, however, have been never confirmed in later publications; nevertheless Kober (1912), Wieseneder (1971) and Flügel (1976) agreed with a Late Carboniferous age of these sequences. However, the published shallow-marine facies for beds assigned to the Stephanian C to earliest Permian rocks in the Wechsel Unit makes this age determination improbably, because the northernmost occurrence of shallow-marine beds of this age is in the Bükk Mts. of northern Hungary (Kozur, 1984). All units of the Inner Western Carpathians north of the Bükk Mts. and all northwards adjacent units of the CWC have either continental facies of this age or belong to a latest Carboniferous-earliest Permian subaerial denudation area. Also a transgression from the north can be excluded, because no marine strata of this age are known from the Penninicum and northward adjacent areas of the Hercynian intra-continental molasse basins.

Pahr (1991) did not correlate the Malé Karpaty units with any CWC unit. But Tollmann (1977), as in all previous papers (e. g. Andrusov, 1968; Mahef et al., 1968; Mahef, 1981, 1983, 1986; Häusler et al., 1993), assigned the entire Malé Karpaty Mts. (except the cover nappes) to the Tatricum. However, except for Tollmann (1977, 1986, 1989, 1990), the Tatricum was correlated with the Lower Austroalpine Zone (e. g. Andrusov, 1960; Mahef, 1981, 1983, 1986; Fuchs, 1985; Plašienka et al., 1991; Putiš, 1991, 1992). This was influenced also by the model that the northward adjacent oceanic belt of the Vahicum (*sensu* Mahef, 1981) was placed into the South Penninicum. The diverging correlations of the Tatricum with the Middle Penninic Ridge or with Lower Austroalpine units was up to now one of the biggest problems in the correlation between the CWC and the Eastern Alps.

According to our new correlations within the CWC, both correlations are valid for certain segments of the "Tatricum" as previously used, and incorrect for other segments. The Manín Unit, re-defined Tatric Unit and Fatric Unit, originally situated south of the Penninic Pie-niny Ocean and north of the Belice Penninic oceanic branch, are part of an intra-Penninic Ridge. On the other hand, parts of the former "Tatricum" of the Malé Karpaty Mts. (Bratislava, Hainburg, Modra nappes), the former "Tatricum" of the Selec and Hlohovec blocks of the Po-važský Inovec Mts., the former Tatricum of the Trábeč Mts. etc. are equivalents of the northern Lower Austroalpine Zone, as discussed above. However, these units with

a Veporic crystalline basement and (if preserved) a low-grade metamorphic Permo-Mesozoic cover series, rooted south of the Penninic units, do not belong to the Tatricum, but to the northernmost Veporicum.

Equivalents of the Faticum are not known from the Alps. Tollmann (1977, 1986) correlated these nappes with the Lower Austroalpine Semmering-Wechsel units. However, the Lower Austroalpine units consist of crystalline basement units with low-grade metamorphic Permo-Mesozoic cover series, and, as shown above, the Semmering and Wechsel units are well correlable with the Veporic Bratislava, Hainburg and Modra nappes of the Malé Karpaty Mts. On the other hand, the basement of the Faticum is unknown and the Mesozoic sequence is unmetamorphic (see chapter 2., paragraph Faticum). According to our paleogeographic model, the Faticum occupied the southern part of an intra-Penninic continental crustal segment between the Tatricum (northern part of this continental segment) and the Belice branch of the Penninicum (Fig. 5). Because it was situated at the passive margin of a Penninic oceanic branch, the Mesozoic sediments are unmetamorphic.

The low-grade metamorphic cover series of the Veporicum show the same south-north directed Upper Triassic facies changes as the low-grade metamorphic cover series of the Lower Austroalpine Zone. In both units, the southern subunits comprise marine Upper Carnian-Norian Hauptdolomit. In the northern subunits these shallow-water platform carbonates are gradually replaced by lagoonal-terrestrial Carpathian Keuper and in the northernmost units of the Veporicum and Lower Austroalpine Zone, the Upper Triassic is often eroded, and Liassic rocks, commonly with breccias, overlay Middle Triassic carbonate rocks (e. g. Hippold Nappe NW of the Tauern Window or Mesozoic cover series of the Hainburg Unit at Devín in the Malé Karpaty Mts.).

The presence of Carpathian Keuper in the Eastern Alps is not a Carpathian character (Tollmann, 1972, 1975). In both areas, this facies extends to the south to equivalent tectonic units (northern part of Lower Austroalpine Zone and northern part of Veporicum) or even further to the south in the Eastern Alps (Frankenfel's Nappe of the Upper Austroalpine Zone, Tollmann, 1986). The more extensive distribution of Carpathian Keuper in the Western Carpathians indicates only that northern units, in which Carpathian Keuper is present, are exposed over larger areas in the Western Carpathians.

Tollmann (1977, 1986) correlated the Veporicum with the Middle Austroalpine Zone that comprises different units. Some units of the Middle Austroalpine Zone, such as the Thörl Triassic and crystalline basement units in the same tectonic position may be rooted between the Lower and Upper Austroalpine units as assumed by Tollmann (1977, 1986). They can be compared with southern units of the Veporicum (with the Föderata Triassic cover). In this connection it is interesting to note that within the Veporicum different tectonic zones are present (e. g. Andrusov, 1968; Maheř et al., 1968; Bezák, 1991). According to Bezák (1991), two significant tecto-

nic units in nappe position (Kraklová Zone in the north and Kohút Zone in the south) occur in the Veporicum, and he recognized also lithological and metamorphic differences in the north and south Veporic crystalline complexes. This subdivision may correspond to the boundary between Lower and Middle Austroalpine zones sensu Tollmann (1977).

Tollmann (1977) assigned also other units to the Middle Austroalpine Zone that were (against the definition of the Middle Austroalpine) not rooted between the Lower and Upper Austroalpine zones. Minor parts of the "Middle Austroalpine" Zone sensu Tollmann (parts of crystalline basement without Mesozoic cover series) may be detached Upper Austroalpine crystalline basement (e. g. Silverta crystalline, Eisbacher et al., 1990; Trümpy, 1992). Southern units of the "Middle" Austroalpine Zone (e. g. Stangalm Mesozoic) were rooted on a Central Alpine Ridge south of the Meliaticum with its Upper Austroalpine slope and shelf sequences (Kozur and Mock, in press). These units were not rooted between the Lower and Upper Austroalpine zones (Tollmann, 1977, 1986), but south of the Upper Austroalpine Zone. For these units the term "Middle Austroalpine" cannot be applied. We use the term Central Alpine Ridge sensu Krainer (1984) = "zentrale Schwellenzone" by Brandner (1984). Both Krainer (1984) and Brandner (1984) recognized that the Upper Austroalpine Zone of the Northern Calcareous Alps (NCA) was rooted north of this Central Alpine Ridge. However, Krainer (1984) placed this Central Alpine Ridge within the Upper Austroalpine Zone. He recognized a clear N - S paleogeographic succession Drauzug-Gurktal Nappe (with Permo-Mesozoic cover series of the Middle Carinthia region)-Pfannock slice-Stangalm Mesozoic (e. g. Melitzen slice s. str.)-Upper Austroalpine units of the NCA. As stated by Brandner (1984), the assignment of parts of this succession (Stangalm Mesozoic) to the Middle Austroalpine Zone with an assumed position between the Lower Austroalpine and Upper Austroalpine zones would interrupt these clear facies successions. Consequently, the Upper Austroalpine Zone of the NCA cannot be rooted near the Alpine-Dinaric Line (Kozur and Mostler, 1992; Kozur and Mock, in press) and the Licium (Drauzug etc., see Tollmann, 1977) was not situated near to the root zone of the NCA as assumed by Tollmann (1977). It has a clear South Tethyan Triassic geodynamic event succession (Kozur and Mock, in press) and should not be assigned to the Upper Austroalpine Zone that has a typical North Tethyan Triassic geodynamic event succession, which is connected to the geological evolution of the Meliata Ocean.

5. Conclusions

1. The Borinka Unit of the Malé Karpaty Mts., the Belice Unit of the Považský Inovec Mts. and low-grade metamorphic Bändnerschiefer, ultrabasites etc. from the Iľáčovce-Križovo Unit of the East Slovakian Basin belong to the Penninicum (Belice and Iľáčovce-Križovo units) or to the transitional domain between the Penninicum and the

Lower Austroalpine Zone (Borinka Nappe). This southern branch of the Penninic Ocean in the Western Carpathians was separated from the Penninic Pieniny Ocean branch by an intra-Penninic submarine, continental swell consisting of the Manín, Tatric and Fatric units. Continuations of this swell towards the east and west were probably not present and there the Belice and Pieniny oceanic branches of the Penninic merge into one ocean.

2. Manín, Tatric and Fatric units were situated at the passive (northern) margin of the southern (Belice) branch of the Penninic Ocean of the Western Carpathians, and therefore not affected by Alpine metamorphism of the Mesozoic sequences that is related to the southward directed subduction of the southern branch of the Penninic Ocean below the Veporicum during the Cretaceous.

3. The intra-Penninic position of the Tatricum was first recognized by Tollmann (1977). This correlation was not accepted by other geologists because so-called "Tatric" units of the Malé Karpaty Mts. (e. g. Bratislava and Hainburg nappes) can be correlated with the Lower Austroalpine Grogneis and Wechsel units. However, these units do not belong to the Tatricum (see below).

4. Those units with metamorphic Mesozoic cover series that were previously assigned to the Tatricum s. l. (Bratislava, Hainburg and Modra nappes of the Malé Karpaty Mts., large parts of the Selec and Hlohovec blocks of the Považský Inovec Mts., Tribeč Mts., CWC inliers in the neovolcanics east of Tribeč Mts.) were situated originally south of the active (southern) margin of the southern branch of the Penninic Ocean. Because of their paleogeographic position and geologic evolution with respect to the subduction of the southern branch of the Penninic Ocean they cannot be assigned to the Tatricum, but belong to the northernmost part of the Veporicum. Their crystalline basement is also different from the Tatric base-ment, but corresponds to the Veporic basement.

5. Correlations of the Tatricum with different East Alpine units (Lower Austroalpine Zone or intra-Penninic Ridge) can be partly explained by this previous inconsistent correlation of the Tatricum within the CWC.

6. The Veporicum corresponds to the Lower Austroalpine Zone and those part of the Middle Austroalpine units that were rooted between the Lower and Upper Austroalpine zones. The Stangalm Mesozoic was rooted south of the Upper Austroalpine Zone at the Central Alpine Ridge. It does not belong to the Middle Austroalpine Zone (defined by Tollmann, 1977 as a unit rooted between the Lower and Upper Austroalpine zones), and it cannot be correlated with the Veporicum.

7. Both the Veporicum and the Lower Austroalpine Zone are characterized by Upper Carnian and Norian Hauptdolomit in the southern units and Carpathian Keuper in the northern units. In the northernmost Veporicum and northernmost Lower Austroalpine units the Upper Triassic may be missing due to earliest Liassic erosion.

Acknowledgements. We thank the Deutsche Forschungsgemeinschaft for sponsoring part of the stratigraphic investigations (radiolarian dating) by H. Kozur, and Prof. Dr. J. E. T. Channell, Gainesville (USA), for critical reading of the manuscript.

References

Papers quoted both in the present paper and in Kozur and Mock (in press) will be listed.

- Andrusov, D., 1960: Úvahy o alpsko-karpatскеj vrásovo-príkrvovovej sústave. *Geol. Zbor.*, 11, 2, 161 - 178.
- Andrusov, D., 1964: Geologie der tschechoslovakischen Karpaten. I. *Akademie-Verlag, Berlin*, 263.
- Andrusov, D., 1965: Geologie der tschechoslovakischen Karpaten. II. *Akademie-Verlag, Berlin*, 43.
- Andrusov, D., 1968: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava*, 188.
- Andrusov, D., Bystrický, J. & Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. In: *Guidebook for Excursion. 10th Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc.*, 5 - 44.
- Aubrecht, R., 1994: Heavy mineral analyses from "Tatric" units of the Malé Karpaty Mountains (Slovakia) and their consequences for Mesozoic paleogeography and tectonics. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 86 (1993), 121 - 132.
- Aubrecht, R., Krištin, J. & Mock, R., 1996: Blue amphiboles from uppermost Triassic and Liassic clastic rocks of the Silicium and their paleogeographic significance. *Geol. Carpath. (in press)*.
- Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B. & Veselský, J., 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 2, 131 - 140.
- Bajaník, Š. & Planderová, E., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 67 - 76.
- Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria. *Manuskript - GUDŠ Bratislava*.
- Bauer, F. K., 1987: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen im einem Unterschiebungsbau der Alpen. *Jb. Geol. B. A.*, 130, 2, 113 - 131.
- Bechthardt, Th., 1978: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. *Jb. Geol. B. A.*, 121, 1 - 121.
- Bechthardt, Th., Brandner, R. & Mostler, H., 1976: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. *Geol. Rdsh.*, 65, 2, 616 - 648.
- Bechthardt, Th., Brandner, R., Mostler, H. & Schmidt, K., 1978: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 156, 2, 157 - 178.
- Bezák, V., 1991: Present knowledge of tectogenesis of Veporicum (West Carpathians). *Mineralia Slov.*, 23, 381 - 383.
- Biely, A., 1961: Bemerkungen zur Geologie des Mesozoikums der "Veporiden-Wurzelzonen". *Geol. Práce, Spr.*, 21, 109 - 125.
- Biely, A., 1989: The geological structure of the West Carpathians. In: *Evolution of the northern margin of the Tethys: The results of the IGCP Project 198, vol. 2. Mém. Soc. Géol. France, N. S.*, 154 (II), 51 - 57.
- Biely, A. & Fusán, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der sub-tatrischen Decken. *Geol. Práce, Spr.*, 42, 51 - 64.
- Birkenmajer, K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland (A review of latest researches). *Jb. geol. B. A.*, 103, 1, 1 - 36.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 45, 1 - 159.
- Birkenmajer, K. (Ed.), 1985: Guide to excursion 2, Main Geotraverse of the of the Polish Carpathians (Kraków-Zakopane). *XIII Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc. (Kraków, 1985), Warszawa*, 188.
- Birkenmajer, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol.*, 88, 7 - 32.
- Birkenmajer, K., 1988: Exotic Andrusov Ridge: Its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. *Stud. geol. pol.*, 91, 7 - 37.
- Birkenmajer, K., Kozur, H. & Mock, R., 1990: Exotic Triassic pelagic limestones pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: A further evidence for early Mesozoic rifting in West Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 60, 3 - 44.
- Bouček, B. & Přibyl, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slowakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Spr.*, 20, 5 - 50.
- Brandner, R., 1984: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. Geol. B. A.*, 126, 4, 435 - 475.
- Bystrický, J., 1964: Slovenský kras. *VÚG, Bratislava*, 304.

- Bystrický, J., 1973: Triassic of the West Carpathian Mts. *Guide to Excursion D, 10th Congr. CGBA, Bratislava*, 137.
- Catalano, R., Di Stefano, P. & Kozur, H., 1991: Permian Circumpacific deep-water faunas from the Western Tethys (Sicily, Italy) - new evidences for the position of the Permian Tethys. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87, 1 - 4, 75 - 108.
- Channell, J. E. T. (1996): Paleomagnetism and paleogeography of Adria. In: Morris, A. and Tarling, D. H. (Eds.): *Paleomagnetism and tectonics of the Mediterranean region*. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 105, 119 - 132.
- Channell, J. E. T., Brandner, R., Spieler, A. & Smathers, N. P., 1990: Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps - Evidence from paleomagnetism and facies analysis. *Geology*, 18, 828 - 831.
- Csontos, L., 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes internes. Le massif du Bükk (nord-est de la Hongrie). *Thesis Univ. Lille*, 327.
- Dal Piaz, G. V., Martin, S., Villa, I. M., Gossio, G. & Marschall, R., 1995: Late Jurassic blueschist facies pebbles from the Western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for Western Tethys evolution. *Tectonics*, 14, 4, 874 - 885.
- Dumitrica P. & Mello, J., 1982: On the age of the Meliata group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR). *Geol. Práce, Spr.*, 77, 17 - 28.
- Ebner, F., Kovács, S. & Schönlaub, H. P., 1991: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn - ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, 1, 263 - 294.
- Eisbacher, G. H., Linzer, H. G., Meier, L. & Polinski, R., 1990: A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. *Eclogae geol. Helv.*, 83, 3, 711 - 725.
- Faupl, P. & Pober, E., 1991: Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, 1, 133 - 143.
- Flügel, H. W., 1976: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, 1975, 656 - 684.
- Flügel, H. W. & Faupl, P. (Eds.), 1987: Geodynamics of the Eastern Alps. *Deuticke, Wien*, 418.
- Fuchs, W., 1985: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. *Jb. Geol. B. A.*, 127, 4, 571 - 631.
- Fuglewicz, R., 1979: Megaspores found in the earliest Triassic deposits of the Tatra Mountains. *Rocz. Pols. Tow. geol.*, 48, 3/4, 271 - 275.
- Fülöp, J., Brezsnýnsky, K. & Haas, J., 1987: The new map of basin basement of Hungary. *Acta geol. hung.*, 30, 1 - 2, 3 - 20.
- Gawlick, H. J., 1993a: Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Österreich). *Jb. Geol. B. A.*, 136, 2, 347 - 350.
- Gawlick, H. J., 1993b: Rekonstruktion einer früh-oberräurassischen Beckenfüllung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen - Ein neuer Ansatz zum Verständnis der frühpaläidischen Tektonik. In: *Sediment 93, Kurzfassungen von Vorträgen und Postern*. *Geol. palaeont.*, 27, 247 - 248.
- Grecula, P., 1982: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetydy. *Mineralia Slov. - Monogr., Bratislava, Alfa*, 2, 263.
- Grecula, P., 1994a: Litofaciálny vývoj mladšieho paleozoika hraničnej oblasti gemerika a veporika - problémy a námety. *Mineralia Slov.*, 26, 411 - 426.
- Grecula, P., 1994b: Mladšie paleozoikum hraničnej zóny gemerika a veporika - sekvencie iniciálneho štádia meliatskeho vývoja. *Mineralia Slov.*, 26, 427 - 432.
- Grill, J. & Kozur, H., 1986: The first evidence of the *Unuma echinatus* radiolarian zone in the Rudabánya Mts. (northern Hungary). *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck*, 13, 11, 239 - 256.
- Haas, J. & Kovács, S., 1985: Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. *Albiana*, 4, 5 - 15.
- Haas, J., Kovács, S., Krystyn, L. & Lein, R., 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. *Tectonophysics*, 242, 19 - 40.
- Häusler, H., Plašienka, D. & Polák, M., 1993: Comparison of Mesozoic successions of Central Eastern Alps and of Central Western Carpathians. *Jb. Geol. B. A.*, 136, 4, 715 - 739.
- Horváth, F., Vörös, A. & Onuoha, K. M., 1977: Plate tectonics of the western Carpatho-Pannonian region: A working hypothesis. *Acta Geol. Hungar.*, 21, 4, 207 - 221.
- Hovorka, D. & Spišák, J., 1989: West Carpathian Mesozoic volcanic activity: Paleogeographic aspects. In: *Evolution of the northern margin of the Tethys: The results of the IGCP Project 198*, vol. 2. *Mém. Soc. Géol. France, N. S.*, 154(II), 125 - 131.
- Ivan, P. & Sýkora, M., 1993: Nález hornín s glaukofanom v zlepenoch kriedy krížňanského priekrovu od Jasenova (východné Slovensko). *Mineralia Slov.*, 25, 29 - 33.
- Huckriede, R., 1959: Die Eisenspitze am Kalkalpen Südrand (Lechtaler Alpen, Tirol). *Z. Dtsch. Geol. Gesell.*, 111, 2, 410 - 433.
- Kázmér, M. & Kovács, S., 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta geol. hung.*, 28, 71 - 84.
- Kázmér, M. & Kovács, S., 1989: Triassic and Jurassic oceanic/para-oceanic belts in the Carpathian-Pannonian region and its surroundings. In: A. M. C. Sengör (Ed.): *Tectonic evolution of the Tethyan region*. *Kluwer Acad. Publ., Dordrecht*, 77 - 92.
- Kober, L., 1912: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. naturwiss. Kl.*, 88, 345 - 364.
- Kovács, S., 1982: Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contribution based on the distribution of Late Paleozoic-Early Mesozoic isopic zones. *Geol. Rdsch.*, 71, 2 617 - 640.
- Kovács, S., 1984: North Hungarian Triassic facies types: A review. *Acta geol. hung.*, 27, 3 - 4, 251 - 264.
- Kovács, S., 1993: Tethys "western ends" during the Late Paleozoic and Triassic and their possible genetic relationships. *Acta geol. hung.*, 35, 4, 329 - 369.
- Kovács, S., Császár, G., Galács, A., Haas, J., Nagy, E. & Vörös, A., 1989: The Tisza Superunit was originally part of the North Tethyan (European) margin. In: *Evolution of the northern margin of Tethys*, 2. *Mém. Soc. Géol. France, N. S.*, 154, 81 - 100.
- Kozur, H., 1974a: Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil I. *Freiberger Forsch. H.*, C 280, 1 - 56.
- Kozur, H., 1974b: Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil II. *Freiberger Forsch. H.*, C 280, 1 - 70.
- Kozur, H., 1975: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. *Freiberg. Forsch.-H.*, C, 304, 51 - 77.
- Kozur, H., 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck*, 9, 4, 155 - 170.
- Kozur, H., 1984: Biostratigraphic evaluation of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part I: Carboniferous conodonts and holothurian sclerites. *Acta geol. hung.*, 27, 1 - 2, 143 - 162.
- Kozur, H., 1989a: The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments. *Zb. Geol. Paläont.*, 1988, 11/12, 1245 - 1277.
- Kozur, H., 1989b: Evolution of the Meliata-Hallstatt rift and its significance for early evolution of Alps and Western Carpathians. *28th Int. Geol. Congr., Abstracts, Washington*, 2, 220.
- Kozur, H., 1989c: Unter-, mittel- und oberpermische pelagische zirkumpazifische Tiefwasserfaunen in Westsibirien und ihre paläogeographische Bedeutung. 50. Jahrestagung Paläontologische Gesellschaft. *Programm, Zusammenfassungen, Teilnehmer*, 51, Bonn.
- Kozur, H., 1989d: The significance and limits of paleontological and facial comparisons for paleogeographical reconstructions in the Alpine orogenic of Europe. *XIV Congr. CGBA, Extended Abstracts, Sofia*, 710 - 713.
- Kozur, H., 1990a: The evolution of the Meliata ocean and its importance for the Early Mesozoic evolution of the Western Carpathians and Eastern Alps. In: *Alpine tectonic evolution of the Pannonian Basin and surrounding mountains. International Workshop Balaton-zabadi, Hungary, 11 - 17 September, 1990*, 16 - 18, Budapest.
- Kozur, H., 1990b: Die Evolution des Meliata-Hallstatt-Ozeans - Kimmerische Orogenese in den Westkarpaten und Ostalpen? TSK III, 3. *Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallineologie im deutschsprachigen Raum, Kurzfassungen der Vorträge und Poster*, 122 - 125, Graz.

- Kozur, H., 1991a: The geological evolution at the western end of the Cimmerian ocean in the Western Carpathians and Eastern Alps. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, 1991, 1, 99 - 121.
- Kozur, H., 1991b: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87, 1 - 4, 109 - 135.
- Kozur, H., 1993a: Upper Permian radiolarians from the Sosio Valley area, western Sicily (Italy) and from the uppermost Lamar Limestone of West Texas. *Jb. Geol. B. A.*, 136, 1, 99 - 123.
- Kozur, H., 1993b: First evidence of *Pseudofurnishius* (Conodonts) in the Triassic of Hungary. *Jb. Geol. B. A.*, 136, 4, 783 - 793.
- Kozur, H., 1994a: Radiolarians from the borehole Inke-1. In: Kozur, H. and Mostler, H.: Anisian to Middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians. Appendix. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderbd.*, 3, 247 - 255.
- Kozur, H., 1994b: The Permian/Triassic boundary and possible causes of the faunal change near the P/T boundary. *Permophiles*, 24, 51 - 54.
- Kozur, H., 1994c: Die Becken-Entwicklung des Meliatikums der Westkarpaten und Ostalpen und ihre paläogeographische Bedeutung. In: Beckenbildung und - Inversion in Europa. Endogene und exogene Faktoren. 146. Jahrestagung Deutsche Geologische Gesellschaft, 3. - 6. Oktober 1994, Heidelberg, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 107 - 108, Heidelberg.
- Kozur, H., 1994d: The early evolution of the southern Tethys on the example of western Sicily and the interaction of the southern Tethys with the Alpine-Carpathian Belt. In: *ALCAPA II: Geological evolution of the Alps-Carpathian-Pannonian System. Romanian J. Tect. Reg. Geol.*, 75(suppl. 1), 29 - 30, Bucuresti.
- Kozur, H. & Kaya, O., 1994: First evidence of pelagic Late Permian conodonts from NW Turkey. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1994, 6, 339 - 347.
- Kozur, H. & Mock, R., 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck*, 3, 2, 1 - 14.
- Kozur, H. & Mock, R., 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor., Geol. carpath.*, 24, 2, 365 - 374.
- Kozur, H. & Mock, R., 1974: Die Obergrenze der karnischen Dasycladaceen-Kalke in der Lokalität Silická Brezová (Slowakischer Karst). *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 49, 223 - 225.
- Kozur, H. & Mock, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum der Westkarpaten. *Čas. Mineral. Geol.*, 22, 3, 299 - 305.
- Kozur, H. & Mock, R., 1979: Zur Frage der varistischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwestkarpatischen Raum. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 1, 93 - 97.
- Kozur, H. & Mock, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck*, 13, 10, 223 - 238.
- Kozur, H. & Mock, R., 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 14, 6, 131 - 155.
- Kozur, H. & Mock, R., 1988: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grundzüge der alpidischen Entwicklung in den Karpaten. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol.*, 44, 5 - 100.
- Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Mineralia Slov.*, 27, 301 - 307.
- Kozur, H. & Mock, R., in press (this volume). New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps. Part II: Inner Western Carpathians. *Mineralia Slov.*
- Kozur, H., Mock, R. & Ožvoldová, L., 1995: The age of red radiolarians from the Meliaticum of Bohúňovo (Slovakia) and remarks to the Anisian-Ladinian boundary. *Mineralia Slov.*, 27, 153 - 168.
- Kozur, H., Mock, R. & Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonate der "unteren Schichtenfolge" von Ochvína (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A.). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6, 1, 1 - 20.
- Kozur, H. & Mostler, H., 1992: Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 18, 87 - 129.
- Kozur, H. & Mostler, H., 1994: Anisian to Middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderbd.*, 3, 29 - 255.
- Kozur, H. & Réti, Zs., 1986: The first paleontological evidence of the Triassic ophiolites in Hungary. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1986, 5, 284 - 292.
- Krainer, K., 1984: Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). *Jb. Geol. B. A.*, 127, 2, 159 - 179.
- Krystyn, L., Lein, R., Mello, J., Riedel, P. & Piller, W., 1990: "Tisovec Limestone" - an example of the problems of lithostratigraphic correlations between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. In: *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*, 125 - 136, Vienna-Prague.
- Kysela, J., Marschalko, R. & Samuel, O., 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchno kriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 143 - 167.
- Leiss, O., 1992: Orogenically controlled sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer (Lechtal shale; Cretaceous) and geodynamics of the inner western NCA (Northern Calcareous Alps; Lechtal Alps). *Geol. Rdsch.*, 81, 3, 603 - 634.
- Leško, B. & Varga, I., 1980: Alpine elements in West Carpathian structure and their significance. *Mineralia Slov.*, 12, 2, 97 - 130.
- Mahef, M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Spr.*, 51, 5 - 52.
- Mahef, M. (ed.), 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Bratislava, 455.
- Mahef, M., 1978: Manínska jednotka čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia Slov.*, 10, 4, 289 - 309.
- Mahef, M., 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum - continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 3, 293 - 305.
- Mahef, M., 1983: Beziehungen Westkarpaten-Ostalpen, Position des Übergangsabschnittes Deviner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 2, 131 - 149.
- Mahef, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. I: Palealpínske jednotky. Veda, Bratislava, 510.
- Mahef, M., 1987: The Malé Karpaty Mountains - constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. *Mineralia Slov.*, 19, 1, 1 - 27.
- Mahef, M., 1988: Základné problémy stavby Západných Karpát z pohľadu geodynamického modelu a hlbinej stavby. I. Centrálna a vnútorná Karpaty. *Mineralia Slov.*, 20, 4, 289 - 306.
- Mahef, M., Buday, T., Čícha, I., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kamenický, J., Koráb, T., Kuthan, M., Matějka, A., Nemček, I., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráňík, Z., Vaškovský, I. & Žebra, K., 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Praha, 723.
- Mahef, M. & Malkovský, M., 1984: Vysvetlivky k tektonickej mape ČSSR. *GÚDŠ, Bratislava*, 51.
- Maluski, P., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223, 313 - 337.
- Mandl, G. W., 1992: Part II. Excursions. Stop No. 5/4. Location Florinikogel. Guidebook. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 85, 231 - 232.
- Mandl, G. W. & Ondřejířková, A., 1991: Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht. *Jb. Geol. B. A.*, 134, 2, 309 - 318.
- Mandl, G. W. & Ondřejířková, A., 1993: Radiolarians and Conodonten aus dem Meliaticum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. *Jb. Geol. B. A.*, 136, 4, 841 - 871.
- Marschalko, R., 1978: Vývoj sedimentárných bazénov a paleogeotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava*, 49 - 80.
- Marschalko, R., 1986: Evolution and geotectonic significance of the Klippen Belt Cretaceous flysch in the Carpathian megasstructure. *Veda, Bratislava*, 1 - 139.
- Matějka, A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSR 1 : 200 000 M-34-XXI, 61-132, Spišská Nová Ves.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subkarpatné príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Mineralia Slov.*, 11, 279 - 281.
- Mello, J., Mock, R., Pflanderová, E. & Gaál, L., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 55 - 81.

- Mello, J. & Vozárová, A., 1984: Je paleozoikum brusnickej antiklinály súčasťou silického príkrovu? *Geol. Práce, Spr.*, 79, 263 - 266.
- Michalík, J., Reháková, D. & Žit, J., 1993: Upper Jurassic and Lower Cretaceous facies, microplankton and crinoids in the Kuchyňa unit, Malé Karpaty Mts. *Geol. Carpath.*, 44, 3, 161 - 176.
- Mišík, M., 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÜDS, Bratislava*, 147 - 160.
- Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. & Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 37, 5 - 55.
- Mišík, M. & Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in flysch sequences: Examples from the West Carpathians. In: *Evolution of the northern margin of the Tethys: The results of the IGCP Project 198, vol. 1. Mém. Soc. Géol. France, N. S.*, 154, 95 - 113.
- Mišík, M. & Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllern, und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikums. *Geol. Zbor.*, 31, 3, 239 - 261.
- Mišík, M. & Sýkora, M., 1981: Der pieninische exotische Rücken rekonstruiert aus Geröllern karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín Einheit. *Západ. Karpaty, Geol.*, 7, 7 - 111.
- Mostler, H. & Pahr, A., 1981: Triasfossilien im Cäker Konglomerat von Goberling. *Verh. Geol. B. A.*, 1981, 2, 83 - 91.
- Neubauer, F., 1994: Kontinentkollision in den Ostalpen. In: *Die Alpen - Natur- und Kulturraum im Blickpunkt Europas. Geowissenschaften*, 12, 5 - 6, 136 - 140.
- Neubauer, F., Handler, R., Hermann, S. & Paulus, G., 1994: Revised lithostratigraphy and structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). *Mitt. Österr. geol. Gesell.*, 86, 1993, 61 - 74.
- Obradović, J. & Goričan, Š., 1988: Siliceous deposits in Yugoslavia: Occurrences, types, and ages. In: *J. R. Hein and J. Obradović (Eds.): Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions. Springer, New York*, 51 - 64.
- Pahr, A., 1991: Ein Diskussionsbeitrag zur Tektonik des Raumes Alpenostende - Kleine Karpaten - Pannonisches Becken. *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, 1, 297 - 305, Wien.
- Planderová, E., 1982: The first find of Visean microflora in Gemerides in Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 8, 97 - 99.
- Planderová, E. & Pahr, A., 1990: Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmónia Group in the Malé Karpaty Mts. In: *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*, 171 - 177, Vienna-Prague.
- Plašienka, D., 1987: Litologický, sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. *Mineralia Slov.*, 19, 217 - 230.
- Plašienka, D., 1995a: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klappe and related units in western Slovakia. *Geol. Carpath.*, 46, 2, 101 - 112.
- Plašienka, D., 1995b: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. *Mineralia Slov.*, 27, 179 - 192.
- Plašienka, D. & Marko, F., 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. *Mineralia Slov.*, 25, 11 - 22.
- Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. & Uher, P., 1994: Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. (Central Western Carpathians). Part 1: Lithostratigraphy and sedimentology. *Mineralia Slov.*, 26, 311 - 334.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. - an overview. *Geol. Carpath.*, 42, 4, 195 - 208.
- Plašienka, D. & Putiš, M., 1987: Present views on the structure of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. In: *Tour B: Geological structure of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. Guide to excursions. International Conference: Structural development of the Carpathian Balkan orogenic belt*, 47 - 57, Bratislava.
- Plöschinger, B., 1967: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). *Wien*, 142.
- Plöschinger, B., 1979: Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). *Verh. geol. B. A.*, 2, 181 - 194.
- Plöschinger, B., 1984: Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). *Geol. Rdsch.*, 73, 1, 293 - 306.
- Prey, S., 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. *Mitt. Österreich. geol. Gesell.*, 69, 1 - 25.
- Putiš, M., 1991: Tectonic styles and late Variscan-Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 181 - 204.
- Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath.*, 43, 6, 369 - 380.
- Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R., Mello, J., Polák, M. & Jablonský, J., 1990: Paleogeographic development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene. In: *Evolution of the northern margin of the Tethys: The results of the IGCP Project 198, vol. 3. Mém. Soc. Géol. France, N. S.*, 154(III, pt. 1), 39 - 62.
- Rakusz, Gy., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. *Geol. hung., Ser. Paleont.*, 8, 1 - 219.
- Ramovš, A., 1982: Unterperm-Conodonten aus den Karawanken (Slowenien, NW Jugoslawien). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 164, 3, 414 - 427.
- Reichwalder, P., 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 215 - 222.
- Salaj, J. & Sammel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten - Kreide. *Bratislava*, 299.
- Schmidt, T., Blau, J. & Kázmér, M., 1991: Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. *Tectonophysics*, 200, 213 - 232.
- Schönlau, H. P., 1993: Stratigraphy, biogeography and climatic relationships of the Alpine Paleozoic. In: *Von Raumer, J. and Neubauer, F. (Eds.): The pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer, Heidelberg, New York etc.*, 65 - 91.
- Senger, A. M. C., 1985: Die Alpiden und die Kimmeriden: Die verdoppelte Geschichte der Tethys. *Geol. Rdsch.*, 74, 181 - 213.
- Shcherbak, N. P., Bartnitsky, E. N., Miskievich, N. Y., Stepanyuk, L. M., Cambel, B. & Grecula, P., 1988: U-Pb radiometric determination of the age of zircons from Modra granodiorite, Malé Karpaty Mts., and porphyroid from Spiš-Gemer Ore Mts., Lower Paleozoic (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 4, 427 - 436.
- Snopková, P. & Snopko, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinogických výsledkov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 57 - 102.
- Soták, J. & Spišiak, J. (1992): The Penninic-like sequences (Bündnerschiefer with ultramafite bodies) in the pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. In: *ALCAPA. Geological evolution of the internal Eastern Alps, Carpathians and of the Pannonian Basin. Terra nova*, 4, Abstract suppl., 2, 61, Graz.
- Stampfli, G. M. & Marchant, R. H. (1995): Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: *Lehner, P. et al. (Eds.): Deep structure of Switzerland - Results from NFP 20*, 1 - 14, Basel.
- Thöni, M., 1990: Eklogite in alpidisch amphibolitfaziliell geprägten Serien des Ostalpins - Alter und Genese. *TSK III Graz (Kurzfassungen)*, 231 - 232, Graz.
- Tollmann, A., 1969: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpatenbogens. *Geologie*, 18, 10, 1131 - 1155.
- Tollmann, A., 1972: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. *Mitt. geol. Gesell., Wien*, 64., 1971, 173 - 207.
- Tollmann, A., 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Großgliederung des Subtritikums. In: *Tectonic problems of the Alpine System*, 109 - 120, Bratislava.
- Tollmann, A., 1976a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. *Deuticke, Wien*, 580.
- Tollmann, A., 1976b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. *Deuticke, Wien*, 449.
- Tollmann, A., 1977: Geologie von Österreich, 1. *Deuticke, Wien*, 766.
- Tollmann, A., 1978: Die Seitenverschiebung an der periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österreich. Akad. Wiss.*, 4, 179 - 192.

- Tollmann, A., 1981: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. *Mitt. österr. geol. Gesell.*, 74/75(1981-82), 167 - 195.
- Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich, 2. Deuticke, Wien, 710.
- Tollmann, A., 1986: Geologie von Österreich, 3. Deuticke, Wien, 718.
- Tollmann, A., 1988: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. *Mitt. österr. geol. Gesell.*, 80, 47 - 113.
- Tollmann, A., 1989: Eastern Alpine sector, northern margin of Tethys. In: *Evolution of the northern margin of the Tethys: The results of the IGCP Project 198*, vol. 2. *Mém. Soc. Géol. France, N. S.*, 154(II), 23 - 49.
- Tollmann, A., 1990: Paleogeographic maps and profiles in the Eastern Alps and the relationship of the Eastern Alps to neighboring terrain. In: *Evolution of the northern margin of the Tethys: The results of the IGCP Project 198*, vol. 3. *Mém. Soc. Géol. France, N. S.*, 154 (III, pt. 1), 23 - 38.
- Trümpy, R., 1992: Ostalpen und Westalpen - Verbindendes und Trennendes. *Jb. Geol. B. A.*, 135, 4, 875 - 882.
- Uhlig, V., 1897: Geologie des Tatragebirges. I. Denkschr. Akad. Wiss., Math. Naturwiss. Kl., 64, 643 - 684.
- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: *Bau und Bild Österreichs. Wien-Leipzig*, 651 - 911.
- Von Raumer, J. F. & Neubauer, F., 1993: Late Precambrian and Paleozoic evolution of the Alpine basement - an overview. In: *J. von Raumer and F. Neubauer (Eds.): The pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer, Heidelberg, New York etc.*, 625 - 639.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Tornaicum and Meliaticum in borehole Brusník BRU-1, southern Slovakia. *Acta geol. hung.*, 35, 2, 97 - 116.
- Wieseneder, H., 1971: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der österreichischen Zentralalpen. *Verh. Geol. B. A.*, 344 - 357.

Prvé zistenie príkrovu Bôrky vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

ZOLTÁN NÉMETH

Geologická služba SR, pracovisko Košice, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 15.4.1996, revidovaná verzia doručená 17.6.1996)

First discovery of the Bôrka nappe in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts., Western Carpathians

Up till now the Triassic complexes of the Murovaná skala Mountain Range, together with the underlying hematitic breccia, in the area between Kojšov and Košická Belá villages, were interpreted either in tectonic position on the Early Paleozoic rock complexes, or in primary one as sediments on eroded surface of Early Paleozoic. The Late Paleozoic beds below the Mesozoic ones in this area were not known.

This contribution presents new lithological findings in studied area, which were the results of detail geological mapping in the scale 1 : 10 000. The discovery of the new horizon of Late Paleozoic rocks beneath the Mesozoic carbonates, as well as the distinctive tectonization of this horizon towards the underlying Early Paleozoic rock complexes, belong among them. Newly distinguished horizon is interpreted as the easternmost found part of the Bôrka nappe, originating as a result of Middle to Upper Jurassic tectogenesis.

Key words: Gemericum, Silicikum, Meliaticum, Bôrka nappe, Jasov Formation, Bučina Formation, Hačava Formation, Gočaltovo Group

Úvod

Doterajšie interpretácie pozície triasových komplexov Murovanej skaly spolu s podložnými hematitovými brekciami v oblasti medzi Kojšovom a Košickou Belou nie sú jednotné. Prevažná časť autorov (Bajaník et al., 1984, a i.) ich kladie do tektonickej pozície na horninové komplexy staršieho paleozoika. Podobne sa interpretuje aj pozícia karbonátových šošoviek v západnom okolí Kojšova a Veľkého Folkmára.

Iná interpretácia je postavená na zistení kôry zvetrávania v podloží hematitových klastík a strednotriasových karbonátov medzi Folkmárskou skalou a Košickou Belou (na základe vlastných starších zistení Grecula, 1994; Grecula et al., 1995). Na kôru zvetrávania priamo nasadali postdevónske sedimenty obalu. Súčasne sa dokladá plynulý prechod od hematitových brekcií cez červené a fialové prúžkované vápenaté bridlice do doštičkovitého vápenca triasu (Grecula et al., 1995).

Iné mladopaleozoické komplexy, okrem malých erozívnych zvyškov medzi Kojšovom a Krížnym hrbom (Bajaník et al., 1984), resp. na V od Opátky (Grecula et al., 1977, list: Košické Hámre - Hýľov), neboli známe.

V štúdií predkladáme nové litologické fakty zo študovanej oblasti, ktoré sú výsledkom podrobného geologického mapovania v mierke 1 : 10 000. Patrí medzi ne zistenie nového horizontu mladopaleozoických hornín pod mezozoickými karbonátmi a tektonizácia týchto hornín pri prechode do podložných staropaleozoických sekvencií.

Súčasný stav poznatkov

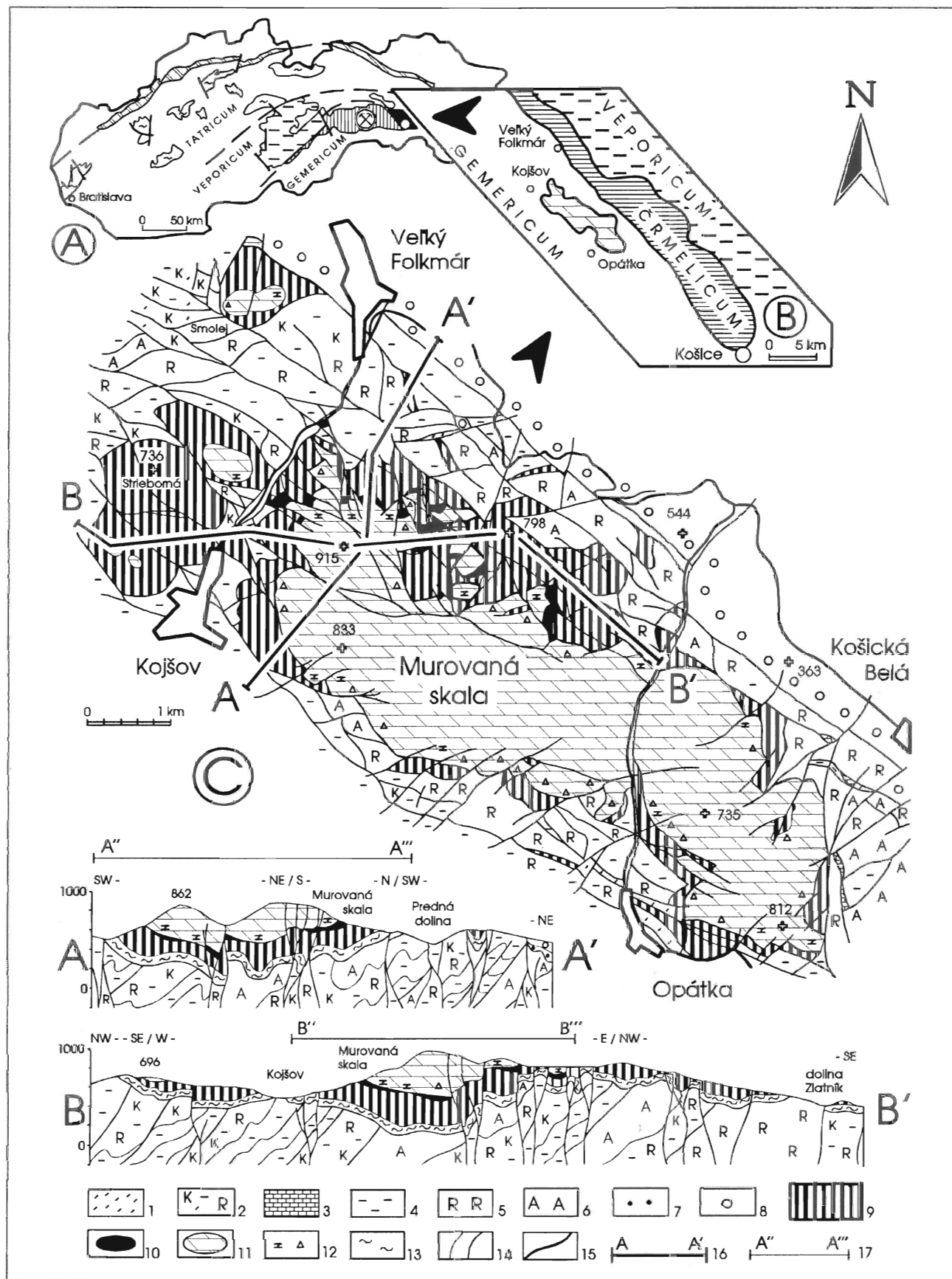
Staropaleozoické litologické členy študovanej oblasti (obr. 1C, 2) sú súčasťou rakoveckého príkrovu (Grecula,

1982), resp. rakoveckého a klátovského terénu (Vozárová a Vozár, 1993). Reprezentujú ich metamorfované produkty bázičského vulkanizmu a členy pestrého vulkanického komplexu s produktmi kyslého a bázičského vulkanizmu, zelenými a sporadicky čiernymi metapelitmi (sensu Grecula, 1982). Amfibolity v jv. časti územia, ale aj na S a J od bloku Murovanej skaly sa interpretujú ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu (Dianiška a Grecula, 1979), resp. klátovského príkrovu (Hovorka et al., 1984) a zaraďujú sa do klátovskému terénu (Vozárová a Vozár, 1993).

Mladopaleozoické súbory na SV od spojnice Veľký Folkmár - Košická Belá sme neskúmali. Malé erozívne zvyšky permského zlepenca medzi Kojšovom a Krížnym hrbom sa zaraďovali do krompašskej skupiny (Bajaník et al., 1984), resp. na V od Opátky do severogemerického permu (Grecula et al., 1977). V oblasti, ktorú sme študovali boli známe a v minulosti využívané zrudnené polohy hematitovo-spekularitových brekcií v podloží karbonátov masívu Murovanej skaly. Jedným z výsledkov starších prieskumných prác bola diskusia o ich verfenskom (Kamenický, 1952, 1953), resp. permskom veku (Zorkovský a Kubišta, 1955a, b).

Mezozoikum masívu Murovanej skaly (označenie v zmysle geologickej mapy Slovenského rudohoria-východná časť; Bajaník et al., 1984; chápeme tým komplex strednotriasových a vrchnotriasových vápencov, dolomitov a bridlic medzi Kojšovom, Opátkou a Košickou Belou; obr. 1 B, C) sa podobne ako malé polohy na Z od spojnice Kojšov - Veľký Folkmár interpretovali ako v staršom paleozoiku zavrásnené šupiny stratenskej skupiny (Bajaník et al., 1983). Podľa geologického rezu 5 - 5' tej istej mapy sa uvádzané komplexy začleňujú do silicika.

Názov Murovaná skala uprednostňujeme, lebo uľahčuje geografickú orientáciu, napr. aj pred lokálnym názvom Folkmárska skala, ktorý pomenúva len sz. výbežok bloku mezozoika.



Nové litologické zistenia

Pri geologickom mapovaní rakoveckého príkrovu v pruhu Gelnica - Košická Belá roku 1995 sa zistili litologické osobitosti horninových komplexov kóty Strieborná (770 a 736 m n.m. na SSZ od Kojšova), ako aj komplexov v bezprostrednom podloží triasových karbonátov a hematitových brekcií masívu Murovanej skaly. Faciálne vývoje, netypické pre staropaleozoické komplexy, sa našli po celom obvode triasových sekvencií a na kontakte so staropaleozoickými členmi je pozorovateľný aj výrazný skok v stupni rekryštalizácie a tektonického pretvorenia obidvoch súborov.

Bázu novovyčlenených súborov tvoria zelenosivé, žltozelené, sporadicky tmavozelené, resp. sivé klastické sedimenty - pieskovec a riedkoobliakový zlepenec so sporadickou prítomnosťou silne deformovaných a rozvlečených kremenných obliakov. Lokálne sa vyskytujú aj výrazne prevrásnené horniny fylitického vzhľadu. Matrix týchto pieskovcov, resp. riedkoobliakových oligomiktných zlepenčov, je charakteristický heterogénnosťou a psamitickým až pelitickým charakterom. Vzájomné prechody rozličných zrnitostných tried sú pozorovateľné vo veľmi nevýraznej vrstvitosti, no častejšie sú ich laterálne prechody. Heterogénnosť je charakteristická aj pre látkové zloženie základnej hmoty. Prevláda redeponovaný kyslý pyroklastický materiál spôsobujúci sivé, sivozelené až žltozelené sfarbenie základnej hmoty. Pri väčšom pomernom zastúpení redeponovaného bazického pyroklastického materiálu získava hornina charakteristickú zelenú až tmavozelenú farbu. Redepozíciu materiálu tvoriaceho matrix predpokladáme pri spoločnom výskyte a miešaní sa obidvoch typov. Lokálne odlišnosti v percentovom zastúpení kyslého či bazického redeponovaného typu odzrkadľujú miestne sa meniacu litologickú náplň zveštrávajúceho podložia, t. j. staropaleozoických, resp. aj karbónskych (?) komplexov. Spoločným znakom rozmanitých faciálnych vývojev novovyčlenených mladopaleozoických klastík je prítomnosť jemne rozptýleného hematitu.

Pri analýze litologických osobitostí tohto klastického súboru a pri jeho porovnávaní s inými mladopaleozoickými komplexmi obalu gemerika sme našli ekvivalentné faciálne vývoje v bučinskom súvrství v nižnoslanskej depresi s typovými vývojmami na svahoch vrchu Bučina

(858 m n. m.), ktoré sa zaradili do permu (Reichwalder, Vozárová a Mello, 1992, in Mello et al., 1992). Permský vek bučinského súvrstvia sa interpretuje na základe geologických poznatkov; biostratigrafické metódy pre metamorfózu a celkové pretvorenie hornín neboli úspešné.

Z bučinského súvrstvia sa opísali aj vulkanické členy (výlevné telesá ryolitov; Vozárová a Vozár, 1988). V území na S od Kojšova a Opátka sme identifikovali len klastické členy bučinského súvrstvia.

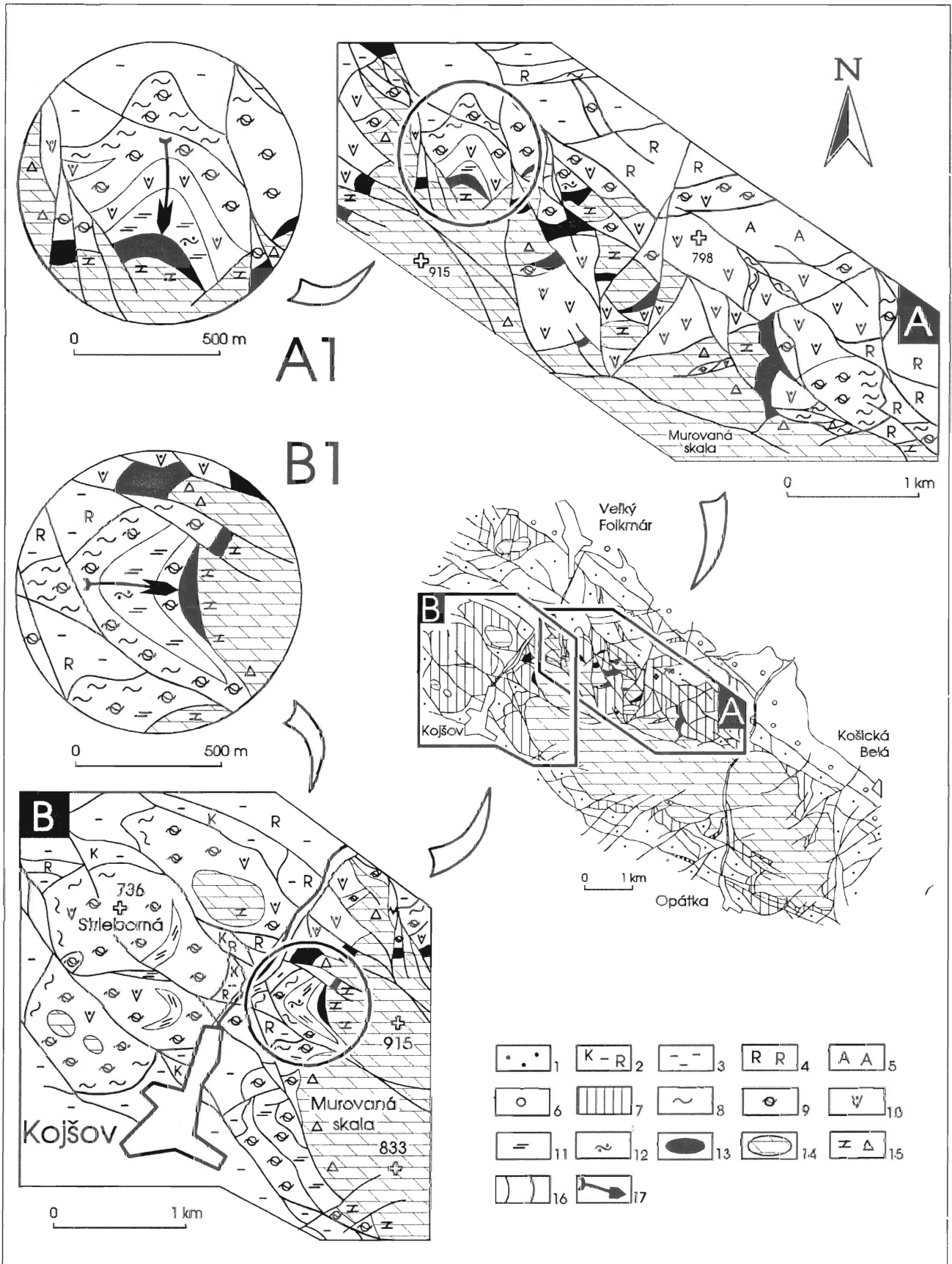
Ekvivalenciu lokálnych polôh silne pretvoreného riedkoobliakového zlepenca až hornín fylitického vzhľadu na báze novozisteného bučinského súvrstvia sme našli v jasovskom súvrství.

Prechodným horizontom medzi podložitým komplexom bučinských klastík a polohami hematitovo-spekularitových zlepenčov, zistenými v sv. podloží karbonátov bloku Murovanej skaly, je horizont pieskovca s redeponovaným materiálom bazických pyroklastík, dosahujúci maximálnu mocnosť 100 m (obr. 3, litostr. kolónka, resp. rez A'' - A'', B'' - B''). Pokladáme ho za lokálny laterálny vývoj bučinského súvrstvia vyvinutý v prípade, že provenienciou sedimentov boli litologické súbory s prevládajúcim bazickým pyroklastickým materiálom. Pieskovce v opisovanom horizonte možno rozčleniť na dva typy. Najrozšírenejšie sú nevýrazne vrstvitité svetlozelené pieskovce s redeponovaným bazickým materiálom a oválnymi klastmi živcov milimetrového rádu. Prítomná je aj druhá fácia pelitického charakteru, často so striedaním tmavozelených a svetlozelených prúžkov milimetrového rádu. Podobne ako pri typických klastikách bučinského vývoja (s prevládajúcim svetlým komponentom v matrixe) sa aj v tomto prípade zistila prítomnosť rozptýleného hematitu. Poloha pieskovcov s redeponovaným bazickým materiálom dosahuje najmohutnejší vývoj na SSV od osi masívu Murovanej skaly, prebiehajúcej zhruba medzi kótou 915 a 735. Smerom na JJZ s postupným pribúdaním svetlých bučinských klastík vyklíňuje.

Súčasťou komplexu redeponovaných bazických pyroklastík je aj niekoľko nesúvislých polôh svetlých bučinských klastík v mocnosti prvých desiatok metrov. Komplex smerom do nadložia s postupným pribúdaním čiernych bridlíc a hrdzavého pieskovca (prítomnosť rozptýleného hematitu) prechádza do hematitovo-spekularitových brekcií.

- ◀ Obr. 1. A - pozícia študovaného územia vo východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika, B - doterajšie predstavy o alochthónnej pozícii bloku triasových sedimentov medzi Kojšovom a Opátkou na staropaleozoických sekvenciách gemerika, C - novozistený horizont mladopaleozoických hornín v podloží karbonatického masívu. 1 - čierne bridlice, 2 - pestrý vulkanický horizont s produktmi kyslého (K) a bazického (R) vulkanizmu, zelenými a čiernymi bridlicami v rozličnom zastúpení, 3 - karbonáty, 4 - zelené bridlice, 5 - produkty bazického vulkanizmu s vyšším stupňom rekryštalizácie, 6 - amfibolity, 1 - 6 - staršie paleozoikum gemerika, 7 - karbónske klastické súbory, 8 - klastické sedimenty krompachskej skupiny, 7 - 8 - obalové mladšie paleozoikum, 9 - novovyčlenené klastické mladopaleozoické súbory, 10 - hematitovo-spekularitové breksie, 11 - karbonatické a klastické sedimenty stredného a vrchného triasu silicika?, resp. meliatika?, 12 - rekryštalizovaný vápnenec a zbreksiované karbonáty, hačavské súvrstvie?, resp. meliatikum?, 13 - tektonity, 14 - primárne a tektonické litologické rozhrania, 15 - priebeh štátnej cesty spájajúcej obce na študovanom území, 16 - línie geologických rezov, 17 - pozícia detailných geologických rezov na obr. 3.

Fig. 1. A - Position of studied area in the eastern part of the contact zone between Gemericum and Veporicum. B - Existing interpretation about the allochthonous position of the block of Triassic sediments on Early Paleozoic rock complexes between Kojšov and Opátka villages. C - Newly found horizon of Late Paleozoic rocks in the underlier of carbonatic complexes. 1 - black schists, 2 - variegated volcanic horizon containing products of acid (K) and basic (R) volcanism, green and black schists in variable composition, 3 - carbonates, 4 - green schists, 5 - more recrystallized products of basic volcanism, 6 - amphibolites, 1 - 6 - Early Paleozoic complexes of Gemericum, 7 - Carboniferous clastic sequences, 8 - clastic sediments of Krompachy Group, 7 - 8 - Late Paleozoic cover complexes, 9 - newly distinguished clastic Late Paleozoic sequences, 10 - hematitic breccia, 11 - carbonatic and clastic sediments of Middle and Upper Triassic of Silicikum?, resp. Meliatikum?, 12 - recrystallized limestones and carbonatic breccia, Hačava Formation?, resp. Meliatikum?, 13 - tectonites, 14 - lithological boundaries, primary and tectonic ones, 15 - course of the state road linking villages on studied area, 16 - lines of geological cross-sections, 17 - position of detail geological cross-sections on Fig. 3.



Najväčšia mocnosť bučinských klastík s prevahou svetleho redeponovaného materiálu v podloží Murovanej skaly vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (ďalej SGR) je 350 m. Zistili sme ju na V od obce Kojšov neďaleko jz. skončenia profilu A - A' (obr. 1 a 3; detail v geologickom reze A'' - A''').

Smerom na S a Z mocnosť svetlých bučinských klastík v podloží bloku Murovanej skaly postupne klesá na 100 m, pričom narastá mocnosť polôh pieskovca redeponovaného bázickým materiálom ako integrálnej súčasti súvrstvia. Je nevyhnutné zdôrazniť, že aj v ňom sa zistili nesúvislé polohy svetlých bučinských klastík (s prevládajúcim kyslým redeponovaným materiálom), ktoré majú mocnosť spravidla prvých desiatok metrov (obr. 3, stredná a severná časť rezu A'' - A''', resp. geologický rez B'' - B''', litostratigrafická kolónka na obr. 3). Podobne sa v komplexe svetlých bučinských klastík v niekoľkých stratigrafických úrovniach zistili polohy s prevládajúcim redeponovaným bázickým materiálom mocné metre až prvé desiatky metrov, príp. polohy čiernej bridlice a hrdzavého pieskovca (obr. 2, detaily A1, B1; obr. 3, jz. strana rezu A'' - A'''; litostratigrafická kolónka na obr. 3).

Mocnosť bučinského súvrstvia vo východnej časti SGR zrekonštruovaná v rezoch v podloží Murovanej skaly (teda tam, kde erózia neodstránila vrchné časti súvrstvia) je konštantná a spolu s tektonizovanou bázou dosahuje maximálne 400 m (obr. 1, rez A - A' a B - B').

Nadložím novovyčleneného bučinského súvrstvia vo východnej časti SGR je nesúvislý horizont hematitovo-spekularitových brekcií obsahujúci angulárne a subangulárne úlomky žilného kremeňa a pieskovca s prevládajúcim kremíťm matrixom, ale aj 10 - 20 % oválnych kremenných obliakov (čo dokladá synsedimentárny pôvod aspoň časti brekcií). Litoklasty majú v obidvoch prípadoch centimetrové rozmery. Tam, kde ich tvorí kremíť pieskovec, sa opäť zistil rozptýlený hematit.

Nesúvislý horizont brekcií s hematitovým tmelom dosahuje maximálnu mocnosť prvých desiatok metrov. Zistil sa plynulý prechod z podložia, ktorým sú klastiká bučinského súvrstvia s prevládajúcim svetlým materiálom (západné podložie karbonátov Murovanej skaly; obr. 2, detail B1; obr. 3, rez B'' - B''') alebo pieskovec s redeponovaným bázickým materiálom (severná časť územia; obr. 3, rezy A'' - A''', B'' - B'''). Nezriedka je medzi horizontom

hematitových brekcií a jeho podložím ešte nesúvislý horizont čiernych pelitických bridlic mocný maximálne 20 m, často smerom do nadložia s vrstvičkami hematitu milimetrového rádu (čo opäť indikuje synsedimentárny pôvod tejto Fe oxidickej mineralizácie). V tomto horizonte sa zistili sporadické úlomky hrdzavého pieskovca.

Ďalším dôležitým poznatkom našich terénnych výskumov oblasti Murovanej skaly je prítomnosť bielych, žltých, ružových, ale i hnedých silne rekryštalizovaných vápencov až mramorov (úlomkov v suti ale zistený bol aj ojedinelý odkryv) na báze karbonatického komplexu, a tiež do žltá vyvetrávajúcich brekciovitých vápencov a polohy hrubozrnných brekcií. Báza karbonátov Murovanej skaly sa vyznačovala aj lokálnymi prejavmi krasovatenia a vývojom polôh hrubokryštalického aragonitu hrubých až do 10 cm. Tieto prejavy krasovatenia boli zistené aj v oblasti karbonátových šošoviek mimo Murovanej skaly (napr. v blízkosti kóty Smolej západne od Veľkého Folkmára). Hlavnú masu karbonátov Murovanej skaly tvoria sivé a tmavosivé masívne vápence s lokálnou prítomnosťou tmavých variet.

V študovanom území je niekoľko typových lokalít novovyčlenených sedimentov.

Vývoj bučinského súvrstvia s prechodom od klastík so silne deštruovanými a rozvlečenými kremennými obliakmi a žltou zelenou silne prevrášnenou fylitickou základnou hmotou do bučinských klastík s prevládajúcim svetlým materiálom a polohy (vrstvy) s bázickým redeponovaným materiálom sa zistil na severnom úpätí Folkmárskej skaly (kóta 915 m n. m., 3 km na J od obce Veľký Folkmár; obr. 2, A1). Vyššie nastupuje uhľovočierna bridlica, lokálne hrdzavý pieskovec a poloha hematitovo-spekularitových brekcií. Na báze karbonátov sme zistili úlomky silne rekryštalizovaného vápence a zbrekciované karbonáty.

Podobný vývoj, ale s priamym prechodom od tektonizovanej bučinskej fácie s prevládajúcim svetlým klastickým materiálom do hematitovo-spekularitových brekcií je 1 km na SV od Kojšova (západný svah Folkmárskej skaly s kótou 915; obr. 2, B1). Na tejto lokalite vystupuje horizont čiernych bridlic, lokálne s hrdzavým pieskovcom, v strede vývoja bučinských klastík. Na báze karbonátov sa našlo niekoľko úlomkov žltého hnedého rekryštalizovaného vápence.

◀ Obr. 2. Details of geological map on Fig. 1. Časť A1 a B1 reprezentujú typové lokality bučinského súvrstvia v študovanom území. 1 - nečlenené staršie paleozoikum, 2 - pestrý vulkanický horizont s produktmi kyslého (K) a bázického (R) vulkanizmu a so zelenými bridlicami v rozličnom zastúpení, 3 - zelené bridlice, 4 - produkty bázického vulkanizmu s vyšším stupňom rekryštalizácie, 5 - amfibolity, 6 - mladopaleozoické fácie ebaľa, 7 - novovyčlenené klastické súbory bučinského súvrstvia, 8 - tektonity bučinského a jasovského súvrstvia, 9 - pieskovec a riedkoobliakový oligomákný zlepenec s psamiticko-pelitickou základnou hmotou, 10 - pieskovec s bázickým redeponovaným materiálom, 11 - uhľovočierna bridlica lokálne so stratiformnými hematitovými polohami, 12 - hrdzavý svetlý pieskovec, 13 - hematitovo-spekularitové brekie, 9 - 13 - bučinské súvrstvie, 14 - karbonatické komplexy silická?, resp. meliatika?, 15 - rekryštalizovaný vápene a zbrekciovaný karbonát - hačava Formation?, resp. Meliaticum?, 16 - primárne a tektonické litologické rozhrania, 17 - smer superpozičného sledu sedimentov z podložia do nadložia.

Fig. 2. Details of geological map on Fig. 1. Parts A1 and B1 demonstrate the geological situation on representative localities of Bučina Formation on studied area. 1 - Early Paleozoic complexes undivided, 2 - variegated volcanic horizon containing products of acid (K) and basic (R) volcanism and green schists in variable composition, 3 - green schists, 4 - more recrystallized products of basic volcanism, 5 - amphibolites, 6 - Late Paleozoic cover facies, 7 - newly distinguished clastic sequences of Bučina Formation, 8 - tectonites of Bučina and Jasov Formations, 9 - sandstones and rare-pebble oligomict conglomerates with psammitic-pelitic matrix, 10 - sandstones with basic redeposited material, 11 - black shales locally with stratiform hematitic attitudes, 12 - rusty light-coloured sandstones, 13 - hematitic breccia, 9 - 13 - Bučina Formation, 14 - carbonatic complexes of Silická?, resp. Meliaticum?, 15 - recrystallized limestone and carbonatic breccia - Hačava Formation?, resp. Meliaticum?, 16 - lithological boundaries, primary and tectonic ones, 17 - direction of stratigraphic succession from footwall towards hanging wall.

bazálnych facií triasu. Podobnú predstavu už uviedol Grecula (1994) pri modeli mladopaleozoického vývoja hraničnej zóny gemerika a veporika ako iniciálneho štádia silického a meliatskeho vývoja.

Problematickou zostáva prítomnosť mocnej vrstvy pieskovca s bazickým redeponovaným materiálom, ktorá doteraz pri permskej sedimentácii nebola známa. Tektonický kontakt tejto vrstvy s podloží alebo s nadloží sme nikde nezistili. Sedimenty tejto fácie sú lokálnym laterálnym ekvivalentom bučinskej fácie, resp. sa plynule vyvíjajú z podložných bučinských klastík a do nadložia prechádzajú do hematitovo-spekularitových zlepenčov. Častá je aj prítomnosť polôh jednej fácie pri prevládajúcom klastickom komponente druhej. (Ekvivalenciu vývoja pieskovcov s bazickým redeponovaným materiálom nachádzame v nižnoslanskej depresii v bloku podobných hornín, tvoriacich vrchol kóty Vŕšok 682 m n. m.)

Provenienciou prevažnej časti sedimentov boli staropaleozoické litotypy s prevažujúcou prítomnosťou pestrého vulkanického komplexu (kyslý a bazický vulkanizmus, zelené a čierne bridlice) a zelenofylitické vývoje. Jej odzrkadlením je prítomnosť a miešanie sa kyslých a bazických redeponovaných pyroklastík, pričom svetlá klastická zložka prevláda. Ďalším potvrdením nevyhnutnosti redepozície klastického materiálu v novozistených mladopaleozoických komplexoch pod Murovanou skalou je fakt, že bazický vulkanizmus treba spájať s riftingom a ten sa začal až v triase.

Charakter tektonického pretvorenia novozistených sedimentov

Ďalším zaujímavým poznatkom je rozličný stupeň pretvorenia litotypov novovyčleneného bučinského súvrstvia vo východnej časti SGR. Na báze sa zistila výrazná tektonizácia, vývoj lineárnych prvkov na prevrásnených foliačných plochách, zóny kremennej alterácie (napr. báza súvrstvia na profile A - A' a v detaile A1) až vývoj ultramylonitov (napr. na SZ od skončenia profilu B - B' v doline Zlatník; obr. 1). Pretvorenie vyšších litostratigrafických úrovní je spravidla plastické, pričom pretvorenejšie až úplne rekryštalizované sú svetlé litotypy bučinských vrstiev. Tektonizovaná báza bučinského súvrstvia obsahuje aj značne tektonicky redukované časti jasovského súvrstvia. Pretvorenie polôh s bazickým redeponovaným materiálom je premenlivé, všeobecne nižšie. V rámci väčších blokov týchto hornín na sv. okraji Murovanej skaly (ich pozíciu znázorňuje napr. detail A na obr. 2) sa zistila viacnásobná zonálnosť v stupni pretvorenia a rekryštalizácie.

Prekvapením je zistenie vývoja planárnych a lineárnych tektonických štruktúr aj v niekoľkých vzorkách hematitovo-spekularitových brekcií (nie v celom objeme týchto hornín), lebo protolit takýchto tektonitov pokladáme za ťažko pretvoriteľný. Tektonizáciu časti hematitovej rudy študovanej oblasti konštatoval už Kamenický (1953).

Mylonitovú zónu v podloží mezozoických trosiek na S od Kojšova mocnú 3 - 10 m uvádza Grecula et al. (1977) ako poznatok získaný pri riešení vzťahu mezozoika k podložíu šachticou KŠ-2 a KŠ-3. Treba spresniť, že šachtice

boli v teréne s malou mocnosťou bučinských sedimentov v podloží mezozoických karbonátov (oblasť sz. skončenia profilu B - B' na obr. 1).

Diskusia

Dôvody na začlenenie novozistených sedimentárnych komplexov vo východnej časti SGR do príkrovu Bôrky

Najnovšie zistenia v teréne a interpretácia geologickej stavby širšieho okolia masívu Murovanej skaly, ako aj nedávna tektonická interpretácia geologickej stavby severnej časti nižnoslanskej depresie (Németh, 1994) nás vedú k porovnávaniu geologickej stavby obidvoch okrajových zón gemerika. Výsledkom je aj začlenenie novozistených bučinských klastík vo východnej časti SGR do príkrovu Bôrky, teda jednotky, ktorú na J SGR v oblasti obce Bôrka z pohľadu súčasnej interpretácie vyčlenil a redefinoval Mello et al. (1992).

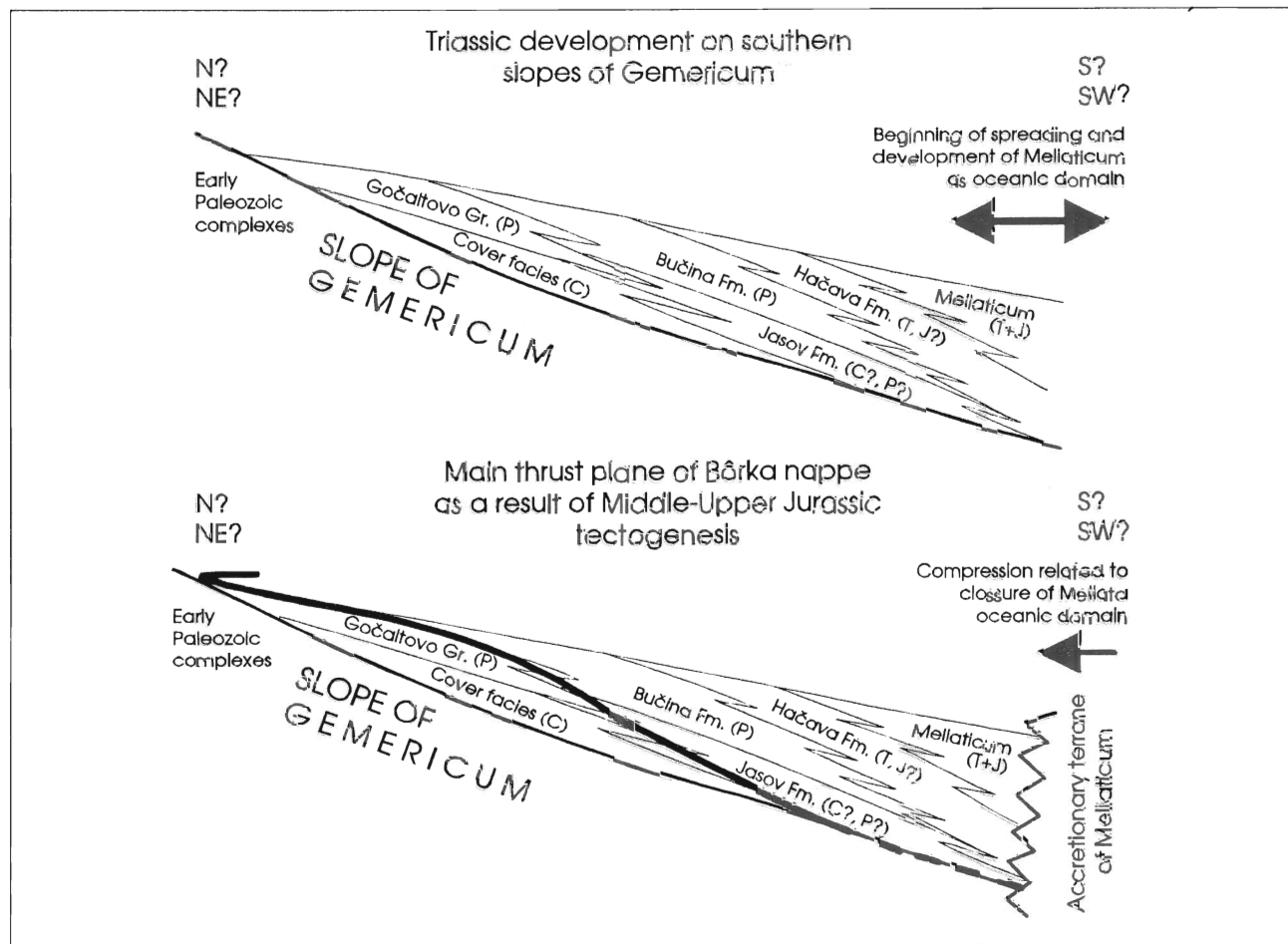
Rozhodujúcim dôvodom je zistenie, že hlavný litotyp bučinského súvrstvia z typovej lokality v nižnoslanskej depresii, a to sivé, sivozelené, žltozelené klastiká so psamiticko-pelitickou základnou hmotou, v ktorej prevažuje kyslý pyroklastický materiál nad bazickým redeponovaným materiálom, tvorí značnú časť objemu hornín v novovyčlenenom horninovom komplexe pod Murovanou skalou. Ale súčasne treba konštatovať, že sa v horizonte pod Murovanou skalou vulkanické efúzívne horniny nezistili.

Dôvod na porovnávanie geologickej stavby masívu Radzima (resp. severnej časti nižnoslanskej depresie) a masívu Murovanej skaly sa znásobuje po zistení úlomkov zrudnených hematitových brekcií folkmárskeho typu na jz. svahu Radzima pri verifikácii geofyzikálnych profilov úlohy SGR-geofyzika roku 1989 (Grecula, osobná informácia). Podobnú geologickú pozíciu ako v oblasti Folkmárskej skaly (a súčasne Radzima) majú aj šošovkovité polohy hematitových rúd na báze strednotriasového vápenca v okolí Bôrky (Grecula et al., 1995).

V prípade nižnoslanskej depresie je známa výrazná tektonizácia bázy bučinských vrstiev (Mello et al., 1992; Németh, 1994). Nové zistenia na báze bučinských vrstiev bloku Murovanej skaly ju opäť potvrdzujú, čo považujeme za prejav ich alochtonity a výstupu v príkrovovej pozícii.

V nižnoslanskej depresii rovnako ako pri bučinských vrstvách pod Murovanou skalou konštatujeme plastické pretvorenie (zatiaľ bez ďalších detailov) a rekryštalizáciu značnej časti horninového stĺpca.

Fakty uvedené v tejto štúdií nám umožňujú interpretovať novozistený horizont mladopaleozoických sedimentov pod Murovanou skalou ako súčasť príkrovu Bôrky s dominantne vyvinutým permským bučinským súvrstvom v príkrovovej pozícii na staropaleozoických komplexoch. Sedimenty jasovského súvrstvia (karbón?, perm?) sme zistili len v malých silne tektonizovaných polohách. Neprítomnosť väčších polôh možno vysvetliť prešmyknutím horninových komplexov bučinského súvrstvia ponad jasovské, ako aj ponad litofácie gočaltovskej skupiny na staropaleozoické komplexy (obr. 4). Dostatočné argumenty na zara-



Obr. 4. Rekonštrukcia sedimentačného bazéna v južnej, resp. jz. pozícii voči varisky skonsolidovanému bloku gemicum vychádzajúca z modelu mladopaleozoicko-triasového vývoja obalových jednotiek južného gemicum (Mello et al., 1992; Grecula, 1994) a doloženia severovergentnosti násunov mladopaleozoicko-mezozoických jednotiek vnútorných Karpát (Hók et al., 1995). Pozícia násunovej plochy bučinského súvrstvia a tektonicky redukovaného jasovského súvrstvia ako súčasti príkrovu Bôrky. C - karbónske sekvencie, P - perm, T - trias, J - jura.

Fig. 4. Reconstruction of the sedimentary basin in southern, resp. southwestern position in relation to block of Gemicum as Variscan segment. The ground of this reconstruction is the model of the Late Paleozoic-Triassic development of cover units on Southern Gemicum (Mello et al., 1992; Grecula, 1994) as well as demonstration of northern vergency of thrusting of Late Paleozoic-Mesozoic units of Inner Carpathians (Hók et al., 1995). Position of thrust plane of Bučina Formation and tectonically reduced Jasov Formation as a part of Bôrka nappe. C - Carboniferous sequences, P - Permian, T - Triassic, J - Jurassic.

denie telies pieskovca s redeponovaným bázičným materiálom ako špecifického vývoja bučinského súvrstvia v tejto oblasti do hačavského súvrstvia sa nám nepodarilo získať. Predkladaná litostratigrafická kolónka (obr. 3) zodpovedá súčasnému stavu poznatkov zo študovanej oblasti. Podľa našich predstáv sú v nej sedimentárne sekvencie bučinského súvrstvia vyvinuté kompletne od tektonizovanej bázy až po horizont hematitových brekcií, ktorý v iných oblastiach do bučinského súvrstvia nebol zaradený.

Otázka zaradenia karbonátov bloku Murovanej skaly

Spoznaním ekvivalentnosti geologickej stavby mladopaleozoických a mezozoických komplexov bloku Radzima a Murovanej skaly (litolologickej, faciálnej a z väčšej časti aj tektonickej vrátane hematitových brekcií pod Radzimom, ktoré zistil Grecula), vychodí ekvivalencia aj v za-

radení oboch triasových vývojov do silicika. Všeobecne sa však pri takejto interpretácii oblasti Murovanej skaly vynára niekoľko otázok. Pre silicikum je charakteristický výrazne nižší stupeň metamorfózy ako pre sekvencie príkrovu Bôrky. Pri skúmaní prechodov z bučinského súvrstvia cez hematitové brekcie do nadložných karbonátov Murovanej skaly v zóne mocnej prvé desiatky m sa nachádzajú aj úsečky bielych, žltých, ružových a hnedých rekryštalizovaných karbonátov až mranioru, ďalej žlté vyvetrávajúce raubaky, hrubokrystalický aragonín). Všeobecne možno pri prechode od hematitových brekcií do karbonatických komplexov Murovanej skaly konštatovať výrazne vyššiu rekryštalizáciu vápenca. Naopak vyššia litostratigrafická úroveň karbonátov už vykazuje nízku rekryštalizáciu a prevahu sivých facií s polohami tmavého vápenca.

Kľúčom na riešenie zaradenia karbonátov Murovanej skaly nie je ani prítomnosť hematitových brekcií. V texte už viac ráz citované zistenie hematitových brekcií pod karbonátmi Radzima je impulzom aj na zaradenie karbonátov Murovanej skaly do silicika. Problémom však je, že sa prítomnosť klastík s hematitovou mineralizáciou v literatúre uvádza aj pri meliatiku (zhmutie sensu Slavkay in Mello et al., 1992; Grecula et al., 1995).

Pri súčasnom štádiu poznania sa nemožno k príslušnosti hlavnej karbonatickej masy Murovanej skaly do silicika alebo meliatika vyjadriť jednoznačne.

Ako veľmi reálne vidíme dve možnosti:

1. Hlavná karbonatická masa Murovanej skaly patrí do silicika v tektonickej pozícii (s vyvalcovanými verfenskými vrstvami) na príkrove Bôrky. Tenkú a nesúvislú polohu silne rekryštalizovaných karbonátov v podloží hlavnej karbonatickej masy Murovanej skaly pri takejto interpretácii zaraďujeme do hačavského súvrstvia ako ďalšieho tektonického segmentu príkrovu Bôrky. Pri interpretácii rozloženia litofácií v sedimentačnom bazéne (obr. 4) je možný aj pasívny presun rekryštalizovaných karbonátov na presúvajúcom sa bučinskom súvrství.

2. Karbonáty Murovanej skaly patria do meliatika a rekryštalizované vápence na báze tvoria ekvivalent jelšavských vrstiev. Takúto interpretáciu pokladáme za možnú, lebo triasový vývoj v sedimentačnom bazéne sa pri susediacich jednotkách musel vyznačovať porovnateľnými fázami (obr. 4).

Záver

V podloží strednotriasových a vrchnotriasových karbonátov masívu Murovanej skaly vo východnej časti SGR sa vyčlenil nový horizont mladopaleozoických hornín. Podľa charakteristickej litologickej náplne sa pokladá za ekvivalent bučinského súvrstvia ako súčasť príkrovu Bôrky. Tektonizovaná báza novovyčlenených komplexov lokálne obsahuje polohy tektonitov jasovského súvrstvia.

Na rozdiel od komplikovanej geologickej stavby severného okraja nižnoslanskej depresie, kde sa nachádza typová lokalita bučinského súvrstvia, považujeme pozíciu a litostratigrafickú náplň bučinského súvrstvia vo východnej časti SGR za prehľadnú a súvislú v tejto oblasti za kompletne vyvinutú (od nástupnej plochy príkrovu Bôrky až po nesúvislý horizont hematitových brekcií). Naše zistenia môžu poslúžiť ako informácia na dešifrovanie niektorých litologických a tektonických osobitostí v nižnoslanskej depresii, ako aj v severogemerickú zónu. V tejto súvislosti možno s istotu predstihnúť uviesť zistenie klastických sedimentov bučinského typu vrátane tektonitov známych z príkrovu Bôrky v oblasti Ráztok na S SGR.

Poloha kryštalických vápencov v nadloží horizontu hematitových brekcií sa alternatívne interpretuje ako súčasť hačavského súvrstvia (ďalšieho segmentu príkrovu Bôrky), resp. už meliatika. Predkladaná interpretácia pozície mladopaleozoicko-mezozoických litofácií v sedimentačnom bazéne na J od variský skonsolidovaného

germerika umožňuje aj interpretáciu netektonickej pozície hačavského súvrstvia voči bučinskému, resp. aj voči meliatiku.

Na základe geologických interpretácií zaraďujeme hlavnú masu nekryštalických karbonátov vo vrchnej časti Murovanej skaly do silicika, ale nevylučujeme ani jej príslušnosť k triasovým sekvenciám meliatika.

Podakovanie. Za cenné a podnetné pripomienky ďakujem RNDr. Pavlovi Greculovi, DrSc., spolupracovníkovi Ing. Ľubomírovi Gazdačkovi, Ing. Danielovi Návesňákovi, Mgr. Jánovi Kobulskému, ako aj oponentovi RNDr. Jánovi Mellovi, CSc.

Literatúra

- Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria-východná časť 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava*, 1 - 223.
- Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria - východná časť, 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava*.
- Dianiška, I. & Grecula, P., 1979: Amphibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov.*, 11, 405 - 426.
- Grecula, P., 1982: Gemenikum - segment rifogénneho bazénu Paleotýdy. *Mineralia slov. - Monogr. Bratislava, Alfa*, 263.
- Grecula, P., 1994: Mladšie paleozoikum hraničnej zóny gemerika a veporika - sekvencie iniciálneho štádia meliatikého vývoja. *Mineralia slov.*, 26, 427 - 432.
- Grecula, P., Dianiška, I., Ľuda, R., Hurmý, J., Kobulský, J., Kusák, B., Malachovský, P., Marula, I. & Rozložník, O., 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. [Záverečná správa SGR-východ.] *Manuskript - Geofond*, 390.
- Grecula, P., Baktalický, B., Daniel, S., Gazdačko, L., Hajnoš, M., Kandník, M., Kucharič, L., Mikuška, J., Návesňák, D., Németh, Z., Radvanec, M., Steiner, A. & Syžev, V., 1992: SGR - geofyzika, stykové zóny. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava*.
- Grecula, P. et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Mineralia slov. - Monogr. Geocomplex Bratislava*, 828.
- Hovorka, D., Ivan, P. & Spišňák, J., 1984: Nappe with the amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians - its position, origin and interpretation. *Mineralia slov.*, 16, 1, 73 - 86.
- Hók, J., Kováč, P. & Rakús, M., 1995: Výsledky štruktúrneho výskumu Vnútorných Karpát a ich interpretácia. *Mineralia slov.*, 27, 231 - 235.
- Kamenický, J., 1952: Zpráva o geologicko-montaniistických pomeroch okolia Veľkého Folkmára. *Manuskript - Geofond Bratislava*.
- Kamenický, J., 1953: Príspevok k poznaniu hematitových ložísk v okolí Veľkého Folkmára. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 4, 1 - 2, 279 - 294.
- Mello, J., Elečko, M., Gaál, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Steiner, A., Slavkay, M., Vass, J. & Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava*.
- Mello, J., 1993: Meliatikum: geologický vývoj, postavenie a vzťah k okolitým jednotkám. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava*.
- Németh, Z., 1994: Alpinska tektonika v nižnoslanskej depresii. *Mineralia slov.*, 26, 399 - 420.
- Vozárová, A. & Vozár, L., 1993: Pre-alpínske nerasty v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kladného a postkolízneho štádia variskeho orogénu. In: *Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava*, 129 - 143.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava*, 314.
- Zarkovský, B. & Kubíšta, J., 1955a: Veľký Folkmár - hematit. Záverečná správa a výpočet zásob, stav ku 1. 1. 1955. *Manuskript - Geofond Bratislava*.
- Zarkovský, B. & Kubíšta, J., 1955b: Niekoľko poznámok k otázke stratigrafickej príslušnosti hematitového ložiska v okolí Veľkého Folkmára. *Geol. Práce, Zpr.*, 4, 82 - 85.

First discovery of the Bôrka nappe in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts., Western Carpathians

The new horizon of Late Paleozoic rocks (Figs. 1 - 3) has been found in the underlier of Middle and Upper Triassic carbonates of the Murová skala Mountain Range in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. (SGR). According to the characteristic lithotypes it is regarded to be the lateral equivalent of the Bučina Formation as a part of the Bôrka nappe. (The Bučina Formation has been originally defined in the northern part of the Nižná Slaná Depression, western contact zone of Gemericum and Veporicum.) The base of Bučina Formation contains also thin attitudes of tectonites belonging to Jasov Formation as further part of Bôrka nappe.

The base of newly distinguished complexes is created with green-grey, yellow-green, rarely dark-green, or grey clastic sediments - sandstones and rare-pebble conglomerates with sporadic presence of strongly deformed quartz pebbles. Locally there were found intensively folded rocks of phyllitic character. The matrix of these sandstones, resp. rare-pebble oligomict conglomerates is characterized with its heterogeneity and psammitic to pelitic grain size. Transitions of attitudes of various grain sizes are observable in unclearly visible bedding, but more common are their lateral transitions. Heterogeneity is characteristic also for the material composition of matrix. The redeposited acid pyroclastic material, causing the grey, grey-green and yellow-green colour of matrix, is prevailing. When the basic redeposited pyroclastic material is prevailing, rock obtains characteristic green to dark-green colour. We suppose the redeposition of material, creating matrix, owing the common appearance and mixing of both types. Common sign of various facial developments of newly distinguished Late Paleozoic clastics is the presence of finely dispersed hematite.

The lateral development of the Bučina clastics with prevailing acid redeposited material, is the horizon of redeposited basic pyroclastics, reaching maximal thickness 100 m (Fig. 3 - lithostr. column, resp. cross-sections A''-A''', B''-B'''). Newly found basic redeposited pyroclastics are of two types. The prevailing type is represented with the layered light-green sandstones with redeposited basic material and the oval clasts of feldspars of mm dimensions. There is present also the second type of more pelitic character, having dark-green and light-green bands of mm scale. Also there has been found the presence of dispersed hematite. The part of described complex of redeposited basic pyroclastics are also some discontinual attitudes of the light Bučina clastics with thickness of first of tens of metres. The complex towards the hanging-wall, with gradual increase of content of black shales and rusty sandstones (reasoned by the presence of dispersed hematite), continues into the hematitic breccia.

Thickness of the Bučina Formation in the eastern part of the SGR, found in cross-sections in the underlier of the Murová skala Range is constant and reaches, also with tectonized base, maximally 350 m (Fig. 1, cross-sections A-A' and B-B').

The overlier of newly distinguished Bučina Formation in the eastern part of the SGR is represented with discontinual horizon of hematitic breccia containing angular or subangular fragments of vein quartz or sandstones with prevailing quartz matrix, but also 10 - 20 % of oval quartz pebbles (which demonstrates the syndimentary origin of a part of breccia). The clasts are in both cases of cm dimensions. This discontinual horizon reaches maximal thickness of first of tens of metres.

The next important field information is the finding of white, yellow, pink, but also brown strongly recrystallized limestones to marbles (fragments in debris, but also rare outcrop) on the basal parts of carbonatic complex, as well as yellow carbonatic breccia. The basis of carbonates of Murová skala displays also the local karstification and origin of coarse-grained aragonite. The main rock mass of carbonates of Murová skala is created with grey and dark massive limestones and dolomites.

Interpretation of newly distinguished sedimentary complexes as a part of the Bôrka nappe

The new field findings and interpretation of the geological setting of the surrounding area of the Murová skala Mountain Range, following the tectonic interpretation of the northern part of the Nižná Slaná Depression (surrounding area of Radzim hill; Németh, 1994) led us to compare both

boundary zones of Gemericum. As a consequence of this we put the newly found sedimentary complexes in the eastern part of the SGR into the Bôrka nappe. (This tectonic unit was distinguished and redefined in the southern part of SGR by Mello et al., 1992).

The main reason is the finding, that the main lithological type of Bučina Formation from the type locality in the Nižná Slaná Depression constitutes the principal part of rock mass below the Murová skala carbonates.

The reason of correlation of geological setting of both, the Radzim and Murová skala areas is multiplied after finding of fragments of mineralized hematitic breccia on the SW slope of the Radzim hill by Grecula (personal information).

In the case of the Radzim block there was known the distinctive tectonization of the basal parts of Bučina Formation (Mello et al., 1992; Németh, 1994). The new findings in the base of Bučina Formation, present in the block of Murová skala, again demonstrate this tectonization. It is understood as the manifestation of their allochthonous and nappe position. Similarly there was found the plastic deformation and recrystallization of the considerable part of the rock sequence.

The findings stated in this work allow the first interpretation of the Bučina Formation in nappe position on Early Paleozoic complexes. The sediments of Jasov Formation (representing the underlier of Bučina Formation in the sedimentary basin) were found only in thin, strongly tectonized, attitudes. The absence of thicker attitudes we can explain by their removing during overthrusting of Bôrka nappe over complexes of Gočaltovo Group onto the Early Paleozoic complexes (Fig. 4).

The problem of carbonates of the Murová skala Mountain Range

Finding the equivalence in geological setting of Late Paleozoic and Mesozoic complexes of Radzim and Murová skala blocks (lithological, facial and from the bigger part also tectonic, including the finding of hematitic breccia beneath the Radzim hill by Grecula), there would follow also the equivalence in giving both Triassic developments into the Silicium. Using this interpretation there arise several uncertainties.

For Silicium there is characteristic distinctively lower degree of metamorphism than for sequences of the Bôrka nappe. Investigating transitions from Bučina Formation to overlying carbonates of Murová skala, there were found in zone thick first tens of metres fragments of white, yellow, pink and brown recrystallized carbonates to marbles, and also yellow weathering rauchwackes, coarse-grained carbonatic breccia and karstification (coarse-crystalline aragonite). The stronger recrystallization of carbonates overlying hematitic breccia there was the common finding. Contrary to this, the higher lithostratigraphical levels of carbonates display low recrystallization and prevalence of grey facies with attitudes of darker limestone.

The key for solving the problem of uncertain position of carbonates of the Murová skala Mountain Range was neither the presence of hematitic breccia. It is because these are known in Silicium as well as Meliaticum (summary made after Slavkay in Mello et al., 1992; Grecula et al., 1995).

The recent state of knowledge allows two interpretations:

1. The main carbonatic mass of Murová skala belongs to Silicium in allochthonous position (with tectonically removed Werfénian beds) on Bôrka nappe. Thin and discontinual attitude of strongly recrystallized carbonates in the underlier of the main carbonatic mass of Murová skala we table into the Hačava Formation as the next tectonic segment of the Bôrka nappe. The interpretation of position of individual lithofacies in sedimentary basin (Fig. 4) allows also the passive transport of recrystallized carbonates on displaced complexes of Bučina Formation.

2. Carbonates of Murová skala belong to Meliaticum and the recrystallized limestones on their base represent the equivalent of Jelšava Beds. This interpretation we suppose as possible, because the Triassic development in sedimentary basin in the case of neighbouring units had to have comparable lithofacies.

Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfítov

MARTIN KOVÁČIK¹, JÁN KRÁL¹ a HENRI MALUSKI²

¹Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

²URA-CNRS 1371, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier, France

(Doručené 2.4.1996, revidovaná verzia doručená 26.5.1996)

Metamorphic rocks in the Southern Veporicum basement: their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution

Recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses, made mostly on newly formed minerals from Pre-Alpine metapelites and amphiboles are discussed. Geochronological datings were made on amphiboles from metabasic rocks and on muscovites, biotites and newly formed amphiboles (of tschermakitic composition) from metapelites. The results have shown that distinct manifestations of Alpine regional metamorphism, which culminated between 86 - 88 Ma, could have been provoked by increased uplift rate, later probably by emplacement of the higher Mesozoic nappes. Four $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole spectra, which fall within the range 105 - 115 Ma, presumably reflect the onset of the Alpine regional metamorphism, generated as consequence of collision with Gemic domain. During the time span between 75 and 80 Ma the temperature of about 300 °C has been sustained in certain parts of the Southern Veporicum, as documented by the cooling ages of biotites. The Alpine metamorphism exhibits an infiltration-driven mechanism and its prevalent conditions are estimated to have reached the middle zone of the greenschist facies (cca 350 - 500 °C and 2 - 4 kb in pressure). Compressional and extensional deformations are envisaged as more-or-less synchronous, whereas the Alpine blastesis of barrowian metamorphic type has mostly postkinematic character. The sources of Alpine metamorphism are inferred from the viewpoint of intensive fluid and heat flow, activated within the basement interior, and this may, to a certain degree compensate the necessity of a thicker tectonic load over the Southern Veporic domain.

Key words: Central Western Carpathians, Veporic basement, retrograde metamorphism, fluid flow, convection, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings, Cretaceous collision, Alpine regional metamorphism

Úvod

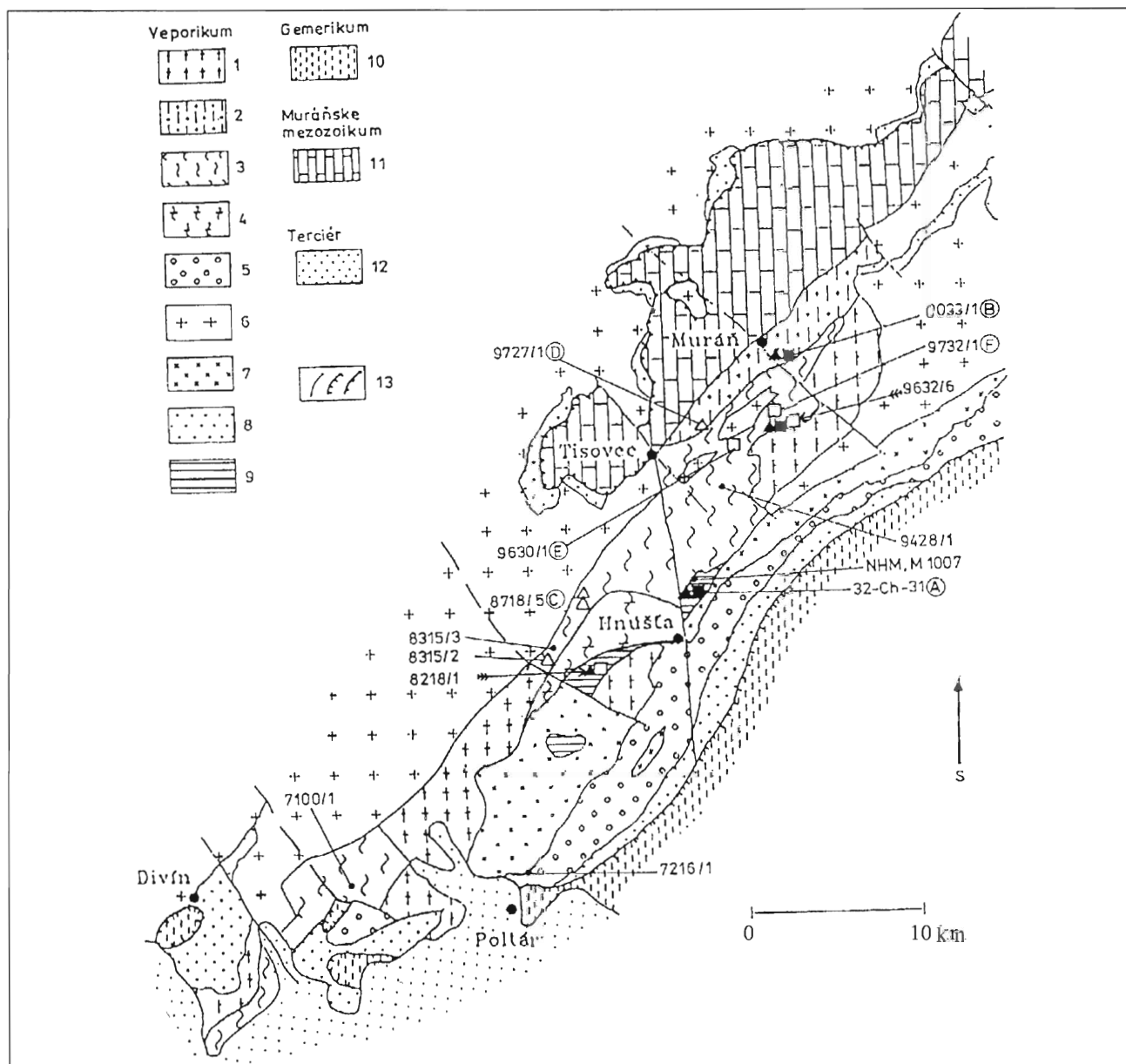
Spomedzi jednotiek centrálnych Západných Karpát (sensu Biely, 1989) dosahuje najvyšší stupeň alpínskeho tektonometamorfného prepracovania oblasť južného veporika. Názory na stupeň alebo typ alpínskej metamorfózy (Plašienka et al., 1989; Méres a Hovorka, 1991; Mazzoli et al., 1992), ako aj na vekové začlenenie alpínskej orogenézy (napr. Biely, 1989; Plašienka, 1993a) v tejto oblasti nie sú jednotné ani v súčasnosti. Keďže obalové mezozoikum neobsahuje indikačné metamorfné asociácie, zameriavame sa na predalpínske metapelity a amfibolity svorového komplexu, sčasti aj komplexu muránskych ortorúl (pozri obr. 1). V primárnych metamorfných asociáciách možno pozorovať pestrú škálu naložených metamorfných minerálov. Petrologické štúdium je orientované najmä na postkinematickú minerálnu blastézu a úzko súvisí s $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datovaním. Predchádzajúce geochronologické interpretácie sa zakladali na prepočítaní teploty chladnutia sludy (Maluski et al., 1993; Daßmeyer et al., 1993). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analýze sme podrobili aj novotvorený amfibol v metapelitoch, ktorý pravdepodobne vznikol pod uzatvárajúcou teplotou K/Ar systému v amfiboloch alebo blízko nej (v zmysle Harrisona, 1981), čo umožnilo získať skutočný vek jeho kryš-

talizácie. Na základe nových petrologických pozorovaní, geochronologických analýz slúd, novotvoreného amfibolu z metapelitov a amfibolov z metabázik vyslovujeme s ohľadom na známe tektonické a stratigrafické poznatky - predstavu o tektonicko-termálnom vývoji južného veporika počas kriedovej orogenézy.

Vlastnú prácu tvoria tri tematické okruhy - petrológia, geochronológia a géodynamicko-regionálne úvahy, ako aj stručný spoločný záver.

Náčrt geologickej stavby a alpínskych tektonometamorfných udalostí

Skúmané metamorfity sa nachádzajú v centrálnej časti kolnútскеj zóny (aj s lokalizačnou schémou sú na obr. 1; kolónka 2 a 3). V svorovom komplexe prevažujú stredometamorfované fyliticko-svorové súbory s občasným výskytom amfibolitických hornín. Vek komplexu sa palinologicky stanovil na spodné paleozoikum (Klinec a Planderová, 1979). Tzv. muránske žuloruly s polohami amfibolitov sa vyčlenili ako migmatitické ortoruly predstavujúce synkinematické granitoidné intrúzie (Zoubek, 1932). Podľa novších výskumov (Hovorka et al., 1987) sa pokladajú za metamorfované produkty acidného a bazického vulkanizmu s variabilnou prímесou sedimento-



Obr. 1. Geologická schéma skúmanej oblasti kohútskej zóny veporika (prevažne na základe údajov Kuthana et al., 1963, a Klinca, Mahefa in Mahef, 1986, mierne upravené). 1 - vysokometamorfovaný rulovo-migmatitový, sčasti granitizovaný komplex, 2 - tzv. muránske žuloruly s polohami amfibolitov, 3 - komplex svorov s amfibolitickými šošovkami, 4 - granátovo-biotitické ruly stredného metamorfneho stupňa, 5 - komplex biotitických metapiesskovcov, muskovitických fylitov a pod., 6 - veporské granitoidy (porfyrické, neporfyrické, hybridné), 7 - tzv. rimavické granity (sensu Kamenický, 1977), 8 - obalový perm a trias, 9 - jednotka neistej príslušnosti (silne alterované kryštalinikum sensu Kužvart, 1955, alebo metasedimenty tzv. sineckého komplexu sensu Bezák, 1982), 10 - gemerický karbón (tzv. ochtinské súvrstvie, sensu Bouček a Přibyl, 1960), 11 - silický prikrov, 12 - kvartérno-terciérne uloženiny a neovulkanity, 13 - zlomy a geologické hranice, násun gemerika na veporikum, násun silicika. Vzorky podrobené $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analýze sú označené číslami, veľké písmeno v krúžku zodpovedá označeniu na obr. 11. Symboly: prázdny trojuholník - amfibol z metabázik, plný trojuholník - novotvorený amfibol v metapelitech, prázdny štvorec - muskovit, plný štvorec - biotit. Šípka zodpovedá lokalizácii predchádzajúcich $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ údajov (vz. 8218/1 a 9632/6; Kováčik a Maluski, 1995). Prázdny krúžok s číslom - petrografická vzorka študovaná mikroskopom.

Fig. 1. Geological sketch map of studied area of the Southern Veporicum (based mainly on Kuthan et al., 1963 and Klinec, Mahef in Mahef, 1986, slightly modified). 1 - complex of gneisses and migmatites, partly granitized, 2 - s. c. Muráň orthogneisses with amphibolitic beds, 3 - micaschist complex with lenses of amphibolites, 4 - garnetiferous-biotitic gneiss, 5 - complex of biotitic metasediments, muscovitic phyllites, 6 - granitoids of Vepor pluton (porphyritic, non-porphyritic, hybrid), 7 - Rimavica granites (sensu Kamenický, 1977), 8 - Permian and Triassic cover sediments, 9 - rocks of uncertain origin (strongly altered granitoids, sensu Kužvart, 1955 or metasediments of s. c. Sinec complex, sensu Bezák, 1982), 10 - Gemeric Carboniferous (s. c. Ochtiná Formation, sensu Bouček and Přibyl, 1960), 11 - Silica nappe, 12 - Quaternary and Tertiary deposits and Miocene volcanics, 13 - faults and geological boundaries, Gemericum thrust over Veporicum, boundary of Silica nappe. Samples submitted to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating are indicated by numbers, capital letter in circle corresponds to denotations on Fig. 11. Symbols: empty triangle - amphibole from amphibolites, full triangle - newly formed amphibole from metapelites, empty square - muscovite, full square - biotite. Arrow localizes the previous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data (s. c. 8218/1 and 9632/6, Kováčik and Maluski, 1995). Empty circle with number - petrographical sample studied on electron microprobe.

génneho materiálu, ktoré sú vekovým aj metamorfným ekvivalentom predchádzajúcich svorov. V polymetamorfovaných metapelitoch sa spravidla rozlišujú dve predalpínske metamorfne udalosti: 1. hercýnska regionálna metamorfóza barroviánskeho typu a 2. na niektorých miestach po nej nasledujú kontaktnoinjekčné účinky granitu (napr. Nemček, 1953; Kamenický, 1977). Hlavná masa veporských granitoidov včítane tzv. rimavických (obr. 1, kolónka 1, 7) sa datuje ako karbónska (Bibikova et al., 1988; Cambel et al., 1990). Vozárová a Vozár (1982) pripisujú rimavickým granitom, a tým aj ich alpínskej kontaktnej aureole kriedový vek.

Po starších predstavách, ktoré boli založené na horizontálnom členení veporika (Zoubek, 1936, 1957), navrhol Klinec (1966) vertikálnu tektonickú koncepciu rozdeľujúcu veporické kryštalinikum na dve hlavné jednotky. Granitoidy a migmatity tzv. kráľovohorského komplexu sa počas alpínskej orogenézy nasunuli na subautochtónny fyliticko-svorový súbor - tzv. hrónsky komplex (obr. 1, kolónka 3). Keďže sa medzi týmito tektonickými jednotkami polohy mezozoika neobjavili, alternatívne sa uprednostňuje hercýnsky vek hlavných príkrovových presunov kryštalinika (Andrusov, 1968; Biely et al., 1992; Bezák, 1994).

Členenie na severné a južné veporikum sa odvodzuje z odlišného stratigrafického záznamu obalových sekvencií a do istej miery aj z nerovnakého stupňa tektonometamorfneho prepracovania. Vrstvový sled jednotky Veľkého boku sa dobre zachoval až do aptu/albu a navyše sa tu vyvinula fácia karpatského keuperu, kým vo föderatskej sérii nie sú známe litologické členy mladšie ako vrchný trias (napr. Biely, 1961; Straka, 1981). Výrazná alpínska rekryštalizácia sa pripisuje mediteránnej fáze, v prípade južného veporika sa odvodzuje od mocného nadložja gemerika, ale slabšie premenené severné veporikum pravdepodobne prekryli len tzv. vyššie subatranské príkrovy (Andrusov, 1968). Novšia geodynamická predstava vychádza z progresívneho omladenia mezozoických jednotiek vnútorných Západných Karpát smerom na SZ, čo nepriamo naznačuje časovú postupnosť orogenickej kontrakcie v alpínskom období (Rakús et al., 1990). Z tohto pohľadu sa vek alpínskej metamorfózy južného veporika posúva do spodnej kriedy a súvisí s uzatváraním meliátskeho oceánu (Kozur, 1991; Plašienka, 1993a; Hók et al., 1993). Na druhej strane sa alpínska deformácia veporika paralelizovala s uzatváraním juhopeninského oceánu počas koňaku (Tomek, 1993), čo je blízke „klasickej“ koncepcii. Postorogenetická relaxácia zhrubnutej kolíznej stavby veporickej domény bola spätá s východovergentným extenzným „odstrešovaním“ (Hók et al., 1993; Plašienka, 1993).

Nová minerálna asociácia deformovaných veporických granitoidov včítane drobnozrnných granátov sa už dávnejšie interpretovala ako produkt alpínskej dynamometamorfózy (Zoubek, 1936). Alpínska metamorfóza juhoveporického obalového mezozoika dosiahla podmienky biotitovej zóny (Vrána, 1966). Z mladopaleozoických metasedimentov, ktoré lemujú styk veporika a gemerika, je opísaná kyanitovo-chloritoidová alpínska metamorfná asociácia

(Vrána, 1964) a pokladá sa za izofaciálnu s metamorfózou granitoidov a föderatskej série (Vrána, 1966). Na základe merania Kueblerovho indexu sa teplota metamorfózy odhaduje na 300 - 350 °C (Plašienka et al., 1989). Spája sa to s vývojom plastických deformácií v juhoveporickom obalovom mezozoiku (Plašienka, 1993).

Vrána (1980) hodnotí metamorfne podmienky vznikajúcej minerálnej asociácie v granitoidoch exaktnejšie na 400 - 500 °C a tlak okolo 5 kb, čo odvodzuje z presunu tatickej jednotky. Podmienky alpínskej metamorfózy stanovené v predalpínskych metamorfítach dosahujú až 550 °C pri tlaku 5 - 8 kb (Méres a Hovorka, 1991). Z týchto a iných údajov vychodí, že juhoveporické kryštalinikum sa v alpínskom období nachádzalo v strednokôrových podmienkach zodpovedajúcim hĺbke do 20 km (Kováč et al., 1994). Metamorfóza juhoveporických triasových kvarcitov sa na základe b_0 parametra muskovitu posudzuje ako vysokotlaková a alpínska metamorfóza prebehla až pri 12 kb (Mazzoli et al., 1992). Nízkotlakové až strednotlakové podmienky (2,3 - 4 kb a teplota okolo 350 - 430 °C) sa predpokladajú pri alpínskych premenách v oblasti magnezitovo-mastencových ložísk v centrálnej časti kohútskej zóny (Kováčik, 1994).

Vyššie mezozoické príkrovy sú len slabšie deformované, čo jasne potvrdzuje, že hlavná fáza alpínskej metamorfózy prebehla pred ich umiestnením (Andrusov, 1959). Z geochronologických dát vyplýva, že alpínske orogenetické procesy v južnom veporiku kulminovali medzi 75 - 85 Ma (Kantor, 1960). Podľa neskorších prepočtov K/Ar datovania je vek alpínskeho chladnutia stanovený na 94 (\pm 18) Ma (Burchart et al., 1987). Novšie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stanovenia indikujú časový rozsah hlavnej alpínskej deformačnej udalosti medzi 84 a 88 Ma (Dallmeyer et al., 1993; Maluski et al., 1993). Jediný doložený alpínsky granit v tatrovoporiku, tzv. rochovský, zistený pod povrchom v stykovej línii veporika a gemerika (Klinec et al., 1980), sa datuje na zirkón na 81 Ma (Hraško et al., 1995). Prevrásnené muránske mezozoikum (pozri obr. 1) diskordantne prekryvajú zvyšky vrchnokriedových gossauských uloženín (Bystrický, 1959).

Použité metódy

Na minerálnu separáciu sa použila štandardná separačná technika - drvenie, mletie, sitovanie celohorninových vzoriek a po nich separácia v ťažkých kvapalinách. Magnetickým a ručným dočistením minerálnych frakcií pod binokulárnym mikroskopom sa dosiahla 99 % čistota koncentrátov. Vyseparované frakcie sa potom čistili ultrazvukom v metanole a bi-destilovanej vode. Vzorky sa zatavili do kremenných kapslí a ožiarili v reaktore ASTRA spolu so štandardom MnHb-1 (amfibol; Samson a Alexander, 1987) a WAP (biotit, interný štandard). Analýzy sa vykonali v geochronologickom laboratóriu BVFA Arsenal vo Viedni. Po ožiarení sa vzorky odplyňovali štandardnou metódou postupného zvyšovania teploty vysokofrekvenčným generátorom. Uniknutý plyn sa čistil dvojstupňovo pomocou Cu-Ti a Cu getrov. Merané izotopové pomery sa korigovali na frakcionáciu izotopov

a interferujúce izotopy produkované počas ožiarenia. Zdanlivý vek sa vypočítal na základe akceptovaných vekových konštánt (Steiger a Jäger, 1977) a integrovaný podľa zdanlivého veku a percenta uvoľneného ^{39}Ar . $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ údaje z predchádzajúceho obdobia (Kováčik a Maluski, 1995) pochádzali zo šiestich monominerálnych preparátov ožiarených spolu s uvedenými štandardmi v reaktore MÉLUSINE v Grenobli. Izotopy Ar sa analyzovali laserovou mikrosondou v geochronologickom laboratóriu URA v Montpellier. Analytická nepresnosť v stanovovaní veku bola vypočítaná podľa Dalrymple a Lanphere (1971) a zodpovedá štandardnej odchýlke $\pm 2\delta$.

Minerálne zloženie analyzoval P. Siman, P. Konečný a F. Caňo na elektrónovej mikrosonde Jeol Superprobe 733 inštalovanej na GÚDŠ za štandardných podmienok analýzy silikátov (15 kV, $2 \cdot 10^{-6}$ A, korekcie ZAF). Skanové kompozície na prístroji JSM-840 v GÚDŠ urobil F. Caňo a J. Stankovič. Na rozlíšenie fáz v granátoch a amfiboloch sa použilo urýchľovacie napätie 25 kV s priemernou intenzitou 10^{-9} A.

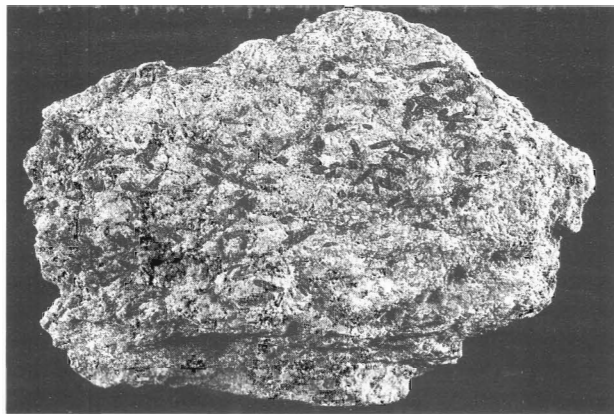
Pri prepočtoch štruktúrnych vzorcov minerálov sa Fe - okrem amfibolu - pokladá za dvojmocné. Minerály sa prepočítali podľa takéhoto počtu kyslíkov: slúda 22, chloritoid 24, staurolit 47, granát 12, plagioklas 8 a amfibol 23. Na klasifikáciu sa amfibol normalizoval na 13 kationov (bez Ca, Na a K), čo tiež indikuje maximálny obsah Fe^{3+} v Ca amfiboloch. Geochronologické údaje sa uvádzajú podľa chronostratigrafickej škály Harlanda et al. (1989).

Petrológia

Pozorovania sa odvíjajú z geochronologicky preskúmaných vzoriek (obr. 11), ako aj z okolitých metapelitov s minerálnou asociáciou vhodnou na petrologické štúdium. Sedimentárny prekursor svorov najprv podľahol hercýnskej regionálnej metamorfoze, ktorá vcelku dosiahla podmienky vrchnej zóny fácie zelených bridlíc až spodnej amfibolitovej fácie. Osobitná pozornosť sa venuje korozívnym reakciám postihujúcim porfyroblasty predalpinskeho granátu, staurolitu a plagioklasu, ako aj minerálom prerastajúcim penetratívnu alpínsku deformáciu (hlavne líneáciu, reaktivovanú foliáciu, strižné plochy a pod.).

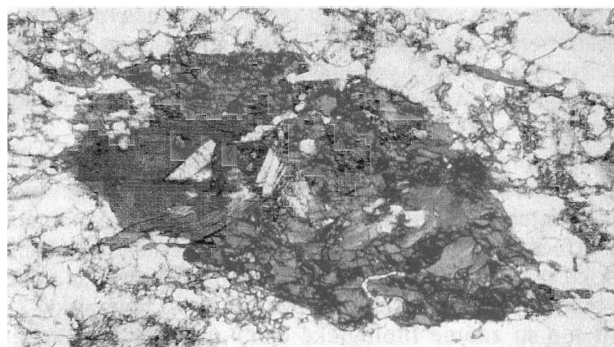
Amfiboly

A) V metapelitoch „novotvorené“ amfiboly vznikajú na úkor predalpinských minerálnych asociácií, ktoré neobsahovali amfibol. Predpokladáme, že tento typ druhotného amfibolu z najvýchodnejšej oblasti veporika, z komplexu tzv. hladomornej doliny, uvádza už Vrána (1964a). Všetmerne orientované zelené až modrozelené amfiboly dosahujú dĺžku 0,5 mm až 2 cm (obr. 2). Takýto amfibol vzniká ako výsledok alochemických reakcií, ktoré v bežných prípadoch formujú retrográdne fázy, ako sú minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, chlorit, sverľá slúda, biotit, albit atď. Relatívne široký časový rozsah retrográdnej metamorfozy dokumentuje samotný amfibol, ktorý je niekedy zatlačaný mliečšším biotitom, chloritom, lokálne aj muskovitom a klinozoisitom (obr. 3). Vzácné možno pozorovať dorasta-



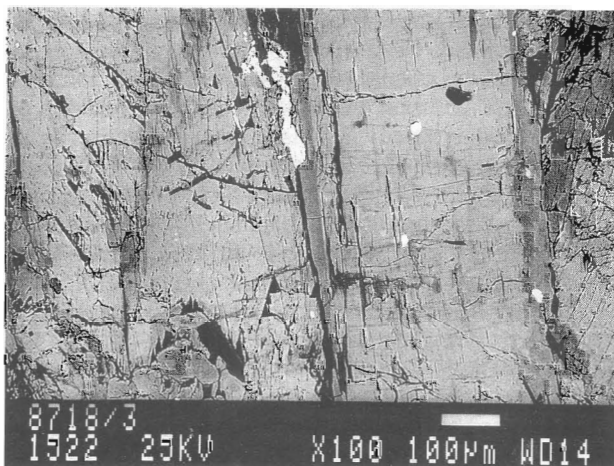
Obr. 2. Granátovo-biotitická rula s novotvoreným priečnym amfibolom (skutočná veľkosť, vz. 9632/6).

Fig. 2. Garnet-biotite gneiss with newly-formed amphibole (s. 9632/6, real size).



Obr. 3. Novotvorený amfibol veľký 0,5 cm zľava zatlačaný biotitom a muskovitom - drobné svetlé lupene (mikrofoto, neskrížené nikoly, vz. 9632/6), pozri aj obr. 10A.

Fig. 3. Microphotograph of 0.5 cm large postkinematic amphibole, partly replaced by biotite and muscovite (small light flakes) on the left (s. 9632/6, II nicols).



Obr. 4. Skanová kompozícia čiastočne rekrystalizovaného amfibolu Mg-hornblendového zloženia (vz. 8718/3 Amph I, tab. 1) po okrajoch zatlačaného aktinolitom - Amph II (sivá fáza).

Fig. 4. BSE image of partly recrystallized amphibole of Mg-hornblende composition - Amph I, which is at edges replaced by grey actinolite - Amph II (s. 8718/3, see Tab. 1).

nie druhotného biotitu amfibolom (progresívny rast teploty a/alebo zmena fluidného režimu?), ale aj vzájomné prerastanie týchto minerálov. Posledné tri stĺpce v tab. 1 (amph) reprezentujú chemické zloženie amfibolov, ktoré nevznikajú z bazického protolitu a podľa klasifikácie Leake (1978) spadajú do tschermakitového poľa s istou tendenciou k pargasitickému typu. V porovnaní s amfibolmi nasledujúcej skupiny sú charakteristické vyšším pomerom Fe/Mg a vyšším obsahom Al_2O_3 a K_2O (pozri obr. 5, A, B).

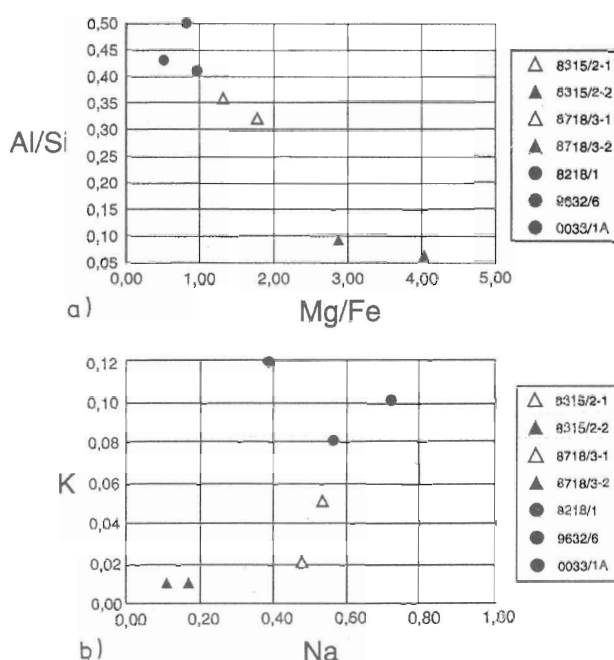
B) V amfibolitoch sa jemnozrnné amfibolity skladajú hlavne z tmavozeleného amfibolu a plagioklasu albitického zloženia s uzavretými fázami oligoklasu - andezínu. Táto asociácia je typická pre hercýnsku regionálnu meta-

Tab. 1
Chemické zloženie amfibolov prepočítané na 23 O
Microprobe analyses of amphiboles calculated on the basis 23 oxygens

	8315/2		8718/3		8218/1	9632/6	0033/1A
	Amph I	Amph II	Amph I	Amph II	amph II	amph II	amph II?
SiO_2	44,11	53,41	45,08	54,39	41,45	42,33	41,24
TiO_2	0,42	0,14	0,3	0,05	0,3	0,3	0,36
Al_2O_3	13,39	4,19	12,34	2,86	15,36	14,77	17,70
FeO	14,56	10,36	13,02	8,23	21,35	17,16	16,32
MnO	0,21	0,29	0,45	0,41	0,13	0,36	0,17
MgO	10,77	16,71	13,00	18,56	6,14	9,32	7,54
CaO	11,56	12,14	11,43	12,63	9,78	9,4	11,73
Na_2O	1,84	0,58	1,64	0,35	2,42	1,89	1,34
K_2O	0,26	0,05	0,12	0,05	0,51	0,42	0,60
Σ	97,12	97,87	97,71	97,53	97,44	95,95	96,80
Si	6,53	7,59	6,59	7,68	6,32	6,41	6,19
Al^{IV}	1,47	0,41	1,41	0,32	1,68	1,59	1,81
Al^{VI}	0,87	0,29	0,71	0,16	1,08	1,04	1,28
Ti	0,05	0,02	0,03	-	0,03	0,03	0,04
$\text{Fe}^{2+\text{tot}}$	1,80	1,23	1,59	0,97	2,72	2,17	2,05
Mn	0,03	0,04	0,06	0,05	0,02	0,05	0,02
Mg	2,38	3,54	2,83	3,91	1,40	2,10	1,69
Σ	5,13	5,12	5,22	5,09	5,25	5,39	5,08
Ca	1,83	1,85	1,79	1,91	1,60	1,52	1,89
Na	0,53	0,16	0,47	0,1	0,72	0,56	0,39
K	0,05	0,01	0,02	0,01	0,10	0,08	0,12
Σ	2,41	2,02	2,28	2,02	2,42	2,16	2,40
$\text{Na}(\text{M4})$	0,18	0,17	0,25	0,1	0,43	0,52	0,13
$\text{Na}(\text{A})$	0,33	-0,01	0,20	-	0,25	0,01	0,25
Fe^{3+}	0,45	0,40	0,92	0,37	0,89	1,37	0,29
M/MF	0,64	0,81	0,81	0,87	0,43	0,73	0,49

Nižšie je obsah Na a Fe^{3+} modifikovaný na základe 13 kationov (bez Na, K, Ca), z čoho je odvodený aj pomer M/MF, t.j. $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$. Obe dva prepočty (23 O a 13 kat.) sa vzali do úvahy pri klasifikácii. Amph I a Amph II predstavujú základný a druhotný amfibol v amfibolitoch, amph II je novotvorený amfibol v metapelitoch.

Content of Na (both structural positions), Fe^{3+} (max.) and the ratio M/MF ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$), which are derived from calculation based on 13 cations (without Na, K, Ca) are shown at the bottom. Both formula calculations were taken into consideration in classification. Amph I and Amph II represent the original and secondary amphibole in the amphibolites and amph II is the newly formed amphibole in the metapelites.



Obr. 5. Diagram chemického zloženia rozličných typov amfibolov: prázdny trojuholník - Amph I, plný - Amph II, plné krúžky - amph II (porovnaj tab. 1). A - negatívna korelácia Al/Si vs. Mg/Fe (podľa štruktúrneho vzorca), B - distribúcia alkálií dokumentuje, že novotvorený amfibol z metapelitov má najvyšší obsah K.

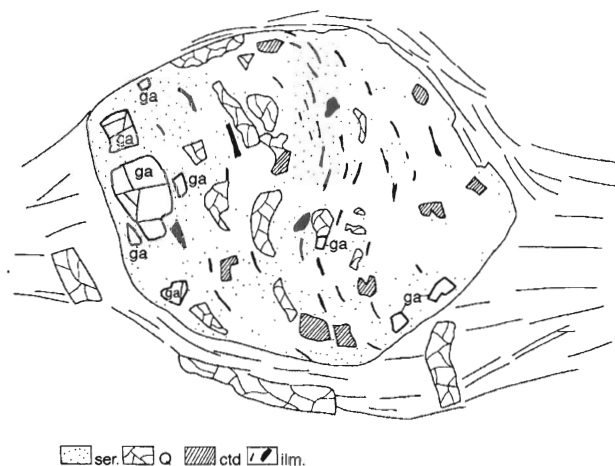
Fig. 5. Graphic description of chemical composition of various types of amphiboles: empty triangle - Amph I, full triangle - Amph II, circles - amph II (as in Tab. 1). A - negative correlation of ratio Al/Si vs. Mg/Fe (according to the structural formula), B - distribution of alkalis illustrates the highest content of K in newly formed amphiboles from metapelites and depletion of alkalis in secondary amphiboles from amphibolites.

morfozu a amfiboly (Amph I, tab. 1) klasifikačne predstavujú hornblend (sčasti Mg hornblend v blízkosti kompozitného poľa tschermakitického hornblendu). V prípade naloženej metamorfozy má základná hmota väčšie zrno a amfibol rekryštalizuje do veľkosti niekoľkých mm. Tieto zmeny sprevádza posun chemického zloženia smerom k vyššiemu obsahu Si a Mg (Amph II, tab. 1), a tak pri premenách rekryštalizuje aktinolitický hornblend (sensu Leake, 1978), lokálne sa vytvára až aktinolitický lem (pozri tab. 1), príp. roztrúsené škvrny aktinolit v amfiboloch (obr. 4). Niekedy starší štruktúrny a mineralogický záznam takmer úplne potláča naložená aktinolitizácia sprevádzaná tvorbou Mg chloritu a/alebo biotitu. Trend metasomatických zmien v jednotlivých typoch amfibolu pochádzajúceho z amfibolitových telies ilustruje obr. 5 (od prázdnych trojuholníkov k plným).

Fylosilikáty

Vyskytujú sa všade a konkrétny obsah svetlej sfldy, chloritu alebo biotitu závisí od primárneho horninového zloženia, do istej miery aj od povahy infiltrujúcich fluid. Vznikali tak v predalpínskych metamorfných epizódach, ako aj počas alpínskej orogenézy.

Svetlá sluda. Vystupuje v troch základných formách. Niekoľko mm dlhé intrafoliálne lišty, ktorých dĺžka výrazne prekonáva šírku (pomer $d/\delta > 10$), sa tvorili v hercýnskej regionálnej metamorfóze. Hrubé lupene muskovitu (ms II) sú orientované všesmerne a často sa prerastajú s inými fylsilikátmi. Tento typ sa pravdepodobne viazal na blastézu v hercýnskej granitizácii, avšak v niektorých prípadoch nemožno vylúčiť ani alpínsku rekryštalizáciu. Zatláčaním plagioklasu, granátu (obr. 6), staurolitu, biotitu, ale aj starších blastov muskovitu vznikali jemnozrnný muskovit (ms II, III) fengitického zloženia (tab. 2), miestami aj paragonit a margarit, ktoré už reprezentujú alpínsku genézu spoľahlivejšie.



Obr. 6. Porphyroblast predalpínskeho granátu (cca 0,5 cm) zatláčaný sericitom, sčasti kremeňom a chloritoidom (označ. ctd) svedčí o prínose K, Al a H_2O a o odnose Fe, Mn, Mg a Ca. Rotované primárne inklúzie (hlavne ilmenit, príp. organická hmota) uzavreté v sericitických pseudomorfózach granátu sa deformovali pre-, maximálne synkinematicky s retrográdnym zatláčaním granátu (vz. 7100/3).

Fig. 6. Porphyroblast of Pre-Alpine garnet (cca 0.5 cm in diameter) replaced by sericite, quartz and chloritoid, giving an evidence of the input of K, Al, and water and output of Fe, Mg, Mn and Ca. Rotated primary inclusion trails (predominantly ilmenite and/or organic matter) enclosed in sericitic pseudomorphs show that deformation of garnet is prekinematic, max. synkinematic in relation to its retrograde replacement reactions.

Chlorit a biotit. Ak sa vyskytujú osobitne, sú výsledkom špecifického zloženia protolitu (chlorit sa vyskytuje najmä s muskovitom) alebo infiltrujúcich fluid. Lokálne možno pozorovať progresívny metamorfný vývoj jemnozrnného biotitu na úkor chloritického matrixu. Novotvorený chlorit a biotit nezriedka bývajú aj syngenetické alebo sa objavujú spolu s muskovitom. Obr. 3 ukazuje prípad, keď novotvorený amfibol zatláčajú obidve sludy, pričom sa všetky fázy viažu na postkinematickú blastézu. Novotvorený biotit má vyšší obsah Ti a Al (tab. 2), čo možno pokladať za výsledok alpínskej rekryštalizácie. Pri zovšeobecňovaní tohto faktu treba postupovať obozretné, lebo chemické zloženie predalpínskych biotitov nie je presne známe, pričom je nesporné, že aj ich ovplyvnilo zloženie protolitu. Pomer M/MF v alpínskych biotitoch

Tab. 2
Chemické zloženie novotvoreného alpínskeho biotitu a muskovitu (pozri tiež obr. 3 a 8)
Chemical composition of newly formed Alpine biotite and muscovite

Sample	7216/1	9632/6	M 1007	7216/1	9632/6	8218/1
	bt	bt	bt	ms	ms	ms
SiO ₂	36,53	36,89	38,66	47,20	46,44	47,53
TiO ₂	1,93	1,45	1,25	0,35	0,93	0,26
Al ₂ O ₃	18,41	17,52	16,93	32,40	32,76	33,04
FeO	20,84	18,37	13,98	3,14	3,33	3,67
MnO	0,01	0,16	0,02	0	0	0
MgO	8,96	11,17	15,88	1,95	0,99	1,12
CaO	0,01	0,05	0,06	0,01	0	0,02
Na ₂ O	0,37	0,04	0,27	0,83	0,95	0,94
K ₂ O	9,20	9,46	8,98	9,90	9,82	8,34
Σ	96,26	95,16	96,03	95,78	95,22	94,92
Si	5,52	5,59	5,65	6,30	6,24	6,34
Al ^{IV}	2,48	2,41	2,35	1,70	1,76	1,66
Al ^{VI}	0,80	0,71	0,56	3,40	3,43	3,54
Ti	0,22	0,17	0,14	0,04	0,09	0,03
Fe ²⁺	2,64	2,33	1,71	0,35	0,37	0,41
Mn	-	0,02	-	-	-	-
Mg	2,02	2,52	3,46	0,39	0,20	0,22
Σ	5,68	5,75	5,87	4,18	4,09	4,20
Na	0,11	0,03	0,08	0,22	0,25	0,24
K	1,78	1,83	1,67	1,68	1,68	1,42
Ca	-	0,01	0,01	-	-	-
Σ	1,89	1,87	1,76	1,90	1,93	1,66
M/MF	0,43	0,52	0,67			

See also Fig. 3 and 8.

značne kolíše a závisí skôr od alochemických dejov, príp. od svojho predalpínskeho prekursora (často tiež biotit) ako od metamorfných podmienok.

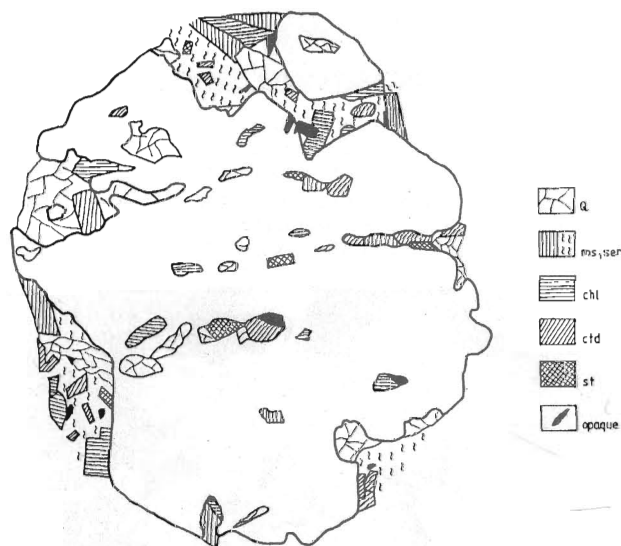
Chloritoid

Vyskytuje sa prevažne vo svoroch s vysokým obsahom Al a Fe. Tvorí drobné kryštály uzavreté v sericitických pseudomorfózach po predalpínskych porphyroblastoch staurolitu (Kováčik, 1991). Lokálne sa objavuje aj v muskovitickej hmote vznikajúcej dôsledkom resorpcie granátu (obr. 6 a posledné dva stĺpce v tab. 3), čo podporuje predpoklad, že pri retrográdnej metamorfnej udalosti existoval intenzívny fluidný tok. Chloritoid (tab. 3) patrí do Fe typu (Halferdahl, 1961) a väčšinou má slabšiu zonalitu v pomere M/MF, ktorá indikuje progresívne metamorfné rast (Albee, 1972). Ak chloritoid vystupuje vo forme niekoľko mm blastov a bez genetickej väzby na pseudomorfózy, nedá sa vylúčiť, že okrem alpínskej môžu byť aj produktom hercýnskej blastézy.

Staurolit

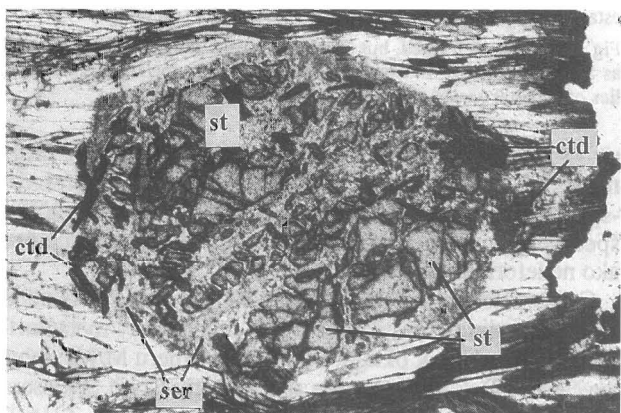
Ojedinele ho možno pozorovať medzi minerálmi zatláčajúcimi predalpínsky granát. Drobné žilky a minerálne inklúzie v granáte na obr. 7a sú zložené najmä zo serici-

tu, chloritu a chloritoidu, ktorý lokálne asociuje so zrnkami staurolitu (st II) v rozmeroch okolo 0,05 mm. Chemické zloženie týchto dvoch koexistujúcich minerálov (tab. 3, vz. 9732/1) sa zhoduje s predpokladom Albeeho (1972), že staurolit má nižší pomer M/MF ako chloritoid. V st II je pozoruhodný dvojpercentný obsah ZnO, ktorý najpravdepodobnejšie pochádza z vonkajšieho zdroja a mohol azda pomáhať stabilizovať staurolit aj v relatívne nižších teplotných podmienkach. (Z hľadiska chemického zloženia i petroštruktúrneho postavenia je možné, že ide o obdobné staurolity, podľa Korikovského et al. (1989)



Obr. 7a. Predalpínsky granát veľký 3 mm je po puklinách zatláčaný kremeňom, sericitom, chloritom, chloritoidom a staurolitom (st II). Chem. zloženie pozri v tab. 3.

Fig. 7a. Pre-Alpine garnet 3 mm across replaced along joints by quartz, sericite, chlorite and chloritoid and staurolite (st II). For chemical composition see Tab. 3.



Obr. 7b. Predalpínsky cca 2 mm veľký staurolit (st I) často zatláčaný sericitom (paragonit a muskovit), chloritom a chloritoidom. (vz. 7100/1, // nícely).

Fig. 7b. Prealpine 2 mm large staurolite (st I) is frequently replaced by sericite (paragonite and muscovite), chlorite and chloritoid (s. 7100/1, // nícely).

Tab. 3

Chemické zloženie predalpínskeho staurolitu (st I), predpokladaného alpínskeho staurolitu (st II) a chloritoidu (ctd II). (Pozri obr. 6 a 7.)
Chemical composition of Pre-Alpine staurolite (st I), presumed Alpine staurolite (st II) and chloritoid (ctd II). (For illustration see Fig. 6 and 7.)

Sample	7100/3		9732/1				7100/3	
	st I		st II		ctd II		ctd II	
	rim	centre	rim	centre	rim	centre	rim	centre
	okraj	stred	okraj	stred	okraj	stred	okraj	stred
SiO ₂	27,49	27,29	27,83	26,89	24,55	24,17	23,79	24,21
Al ₂ O ₃	54,37	54,50	54,32	54,81	40,82	41,19	41,74	41,42
TiO ₂	0,55	0,55	0,29	0,38	0	0	0	0
MgO	1,40	1,33	1,34	1,32	3,74	3,52	3,01	2,95
FeO	13,30	13,34	11,84	11,12	22,20	22,62	23,16	23,40
MnO	0,29	0,24	0,20	0,16	0,19	0,18	0,32	0,29
ZnO	0	0,06	1,88	2,15	0	0	0	0
Σ	97,35	97,32	97,72	96,82	91,49	91,67	92,02	92,28
Si	7,82	7,77	7,90	7,69	4,04	3,99	3,93	3,98
Al ^{IV}	0,18	0,23	0,10	0,31	-	0,01	0,07	0,02
Al ^{VI}	18,03	18,05	18,07	18,17	7,93	8,00	8,04	8,01
Ti	0,12	0,12	0,06	0,08	-	-	-	-
Σ	18,15	18,17	18,13	18,25	7,93	8,00	8,04	8,01
Fe	3,16	3,18	2,81	2,66	3,06	3,12	3,20	3,22
Mg	0,59	0,57	0,57	0,56	0,92	0,87	0,74	0,72
Mn	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04
Zn	-	0,01	0,40	0,45	-	-	-	-
Σ	3,81	3,72	3,83	3,71	4,01	4,01	3,99	3,98
M/MF	0,157	0,152	0,169	0,174	0,231	0,198	0,188	0,183

pripisované starším reliktom, na úkor ktorých sa pri hercýnskej regionálnej metamorfóze tvoril granát almandínového typu.) Zriedkavý výskyt až 3 mm porfyroblastov staurolitu (st I) pripisujeme hercýnskej regionálnej metamorfóze (pozri obr. 7b). Tie, ako sa predbežne ukazuje, na rozdiel od st II neobsahujú Zn, aj keď ostatné ich parametre sú veľmi príbuzné (pozri tab. 3, vz. 7100/3). Obsah ZnO v mladšom staurolite je zjavne sprevádzaný poklesom FeO. Z tohto pohľadu staurolit opísaný v práci Méresa a Hovorku (1991) pre svoju veľkosť, štruktúrne postavenie (vytvára tlakové tieň), ale aj neprítomnosť Zn nemusí byť jednoznačne alpínskeho pôvodu.

Kyanit

V horninách kryštalínika sa vyskytuje iba ojedinele a vzniká pri alpínskej aj hercýnskej metamorfóze. V chloritických bridliciach masívu Sinca na styku granitoidov a súboru hornín, ktoré sú nositeľom magnezitovo-mastenových šošoviek, sa vzácné objavujú až 1 cm kryštály kyanitu, vznikajúceho najpravdepodobnejšie počas alpínskeho vývoja. V rámci minerálnej asociácie granatického svoru pri Tisovci sa vyskytuje aj kyanit, ktorému sa pripisuje alpínsky vek (Vrána, 1966; Méres a Hovorka, 1991). Na druhej strane sa možná existencia predalpínskeho kyanitu odvodzuje z výskytu paragonitovo-muskovitických pseudo-

morfóz pozorovaných v staurolitických vysokohlinových svoroch, ktoré neobsahujú plagioklas, biotit ani granát (Kováčik, 1991).

Granát

Drobné idioblastické zrná s priemernou veľkosťou okolo 0,05 - 0,1 mm sú v sledovaných metapelitoch pomerne hojné. Skanová kompozícia a občas pozorovaná optická zonalita dokumentujú, že tieto granáty majú diskontinuálnu zonalitu, ktorá odráža ich polymetamorfnú históriu. Tmavšie lemy a výplň pukliniek v starších jadrách granátu almandínovo-spessartínovo-pyropového zloženia vyhovuje fáza obohatená o grossulárovú zložku (okolo 15 - 30 %, tab. 4). Táto „postkinematická“ rekrytalizácia, pripisovaná metasomatickej infiltrácii, sa často prejavuje po kataklastickej deformácii starších porfýroblastov granátu (Kováčik, 1990, 1993). V deformovaných a metasomatically silne prepracovaných svoroch (tab. 4, vz. NHM) sa objavujú o grossulár obohatené drobné granáty bez zachovaných starších jadier. Zo štruktúry vyplýva, že ide o kataklázované porfýroblasty granátu, čo značí, že granátové reliktu lokálne podľahli plnej reekvilibrácii. Uvedené dokumentuje aj silne grossula-

Tab. 4

Chemické zloženie granátu obohateného o grossulárovú zložku
Chemical composition of garnet enriched in grossularite component

Sample	7216/1			9428/1		8315/3		NHM	
	rim A	rim B	core	rim A	rim B	rim A	rim B	rim	centre
SiO ₂	36,96	37,39	36,55	34,47	37,51	37,62	36,77	37,17	37,42
Al ₂ O ₃	21,77	21,34	21,29	21,14	21,78	20,85	20,50	22,39	22,11
FeO	28,90	25,86	32,19	34,72	32,02	27,91	27,46	30,49	31,06
MnO	1,58	4,44	5,87	0,25	1,50	6,08	6,91	0,72	0,82
MgO	1,44	0,90	2,60	2,04	1,17	1,46	1,37	1,68	1,21
CaO	8,93	10,00	1,03	5,27	6,96	6,31	7,11	8,17	8,18
Σ	99,58	99,93	99,53	100,89	100,99	100,22	100,12	100,63	100,80
Si ^{IV}	2,96	2,99	2,97	2,99	2,98	3,02	2,98	2,95	2,97
Al ^{IV}	0,04	0,01	0,03	0,01	0,02	0	0,02	0,05	0,03
Al ^{VI}	2,02	2,0	2,01	1,98	2,02	1,97	1,96	2,04	2,04
Fe ²⁺	1,94	1,73	2,19	2,32	2,13	1,87	1,86	2,02	2,06
Mn	0,11	0,30	0,40	0,02	0,10	0,41	0,47	0,05	0,06
Mg	0,17	0,11	0,32	0,24	0,14	0,17	0,17	0,20	0,14
Ca	0,77	0,86	0,09	0,45	0,59	0,54	0,62	0,69	0,70
Σ	5,01	5,00	5,01	5,01	4,98	4,96	5,08	5,00	5,00
Alm	64,95	57,76	73,31	76,57	71,96	62,54	59,69	68,24	69,60
Spes	3,58	10,03	13,49	0,70	3,38	13,71	15,21	1,69	2,03
Py	5,76	3,58	10,51	7,92	4,73	5,69	5,31	6,76	4,73
Gros	25,70	28,62	2,98	14,85	19,93	18,06	19,79	23,31	23,64
M/MF	0,081	0,06	0,127	0,094	0,062	0,083	0,084	0,09	0,064

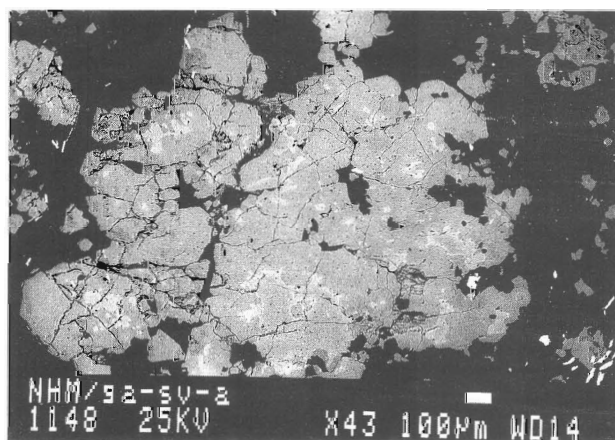
Okraj novotvoreného lemu (A) a vnútorná strana lemu (B) indikuje progresívny metamorfný trend. Predalpínske zloženie granátu ilustruje jadro vz. 7216/1 (obr. 8).

The very edge (A) versus the internal part of the newly formed rims indicate progressive metamorphic trend. Randomly selected analysis of Pre-Alpine garnet is illustrated by core of the sample 7216/1 (Fig. 8).



Obr. 8. Skanová kompozícia predalpínskeho granátu almandínovo-spessartínovo-pyropového zloženia vyhovujúceho sivou, o grossulár obohatenou fázou (vz. 7216/1, tab. 4). Tmavosivá fáza je biotit (tab. 2).

Fig. 8. BSE image of Pre-Alpine garnet of almandine-spessartine-pyropo composition healed up by greyish phase enriched in grossularite component (s. 7216/1, Tab. 4). The dark grey phase is biotite.



Obr. 9. Málo deformovaný, ale výrazne „grossularizovaný“ porfýroblast granátu ako dôsledok intenzívnej infiltračnej metamorfozy. Miestami vidieť reliktu pôvodného zloženia granátu (svetlé škvrny).

Fig. 9. Weakly deformed, but strongly “grossularized” garnet, formed as a consequence of intensive infiltration-driven metamorphism. Relics of original garnet are observed at places (light spots).

rizovaný až 2 mm veľký granát na obr. 9, kde ešte možno rozlíšiť neresorbované predalpínske almandínovo-spessartínové fázy. Je zrejme, že drobné zrná s väčším špecifickým povrchom ľahšie podliehajú metasomatóze ako nedeformované porfýroblasty.

Celkovo je zonalita novotvorených granátov nepravidelná, avšak miestami sa dá pozorovať progresívny metamorfný vývoj smerom k okraju. Slabý rast pomeru M/MF býva zvyčajne, avšak nie výhradne, sprevádzaný istým poklesom Ca a Mn zložky (v tab. 4 porovnajte A a B, vz. 7216/1, obr. 8). Na progresívnu zonalitu novotvoreného alpínskeho granátu upozornil už Méxas a Hovorka (1991). Z ohľadom na ďalej uvedené datovania sa pri novotvorenom granáte prikláňame k alpínskeho vzniku. Keďže sa však črtá istý priestorový vzťah medzi účinkami rimavického granitu

a vývojom novotvoreného granátu (obdobne Vozárová a Krištín, 1985, aj keď v zmysle alpínskej kontaktnej aureoly), nemožno v istých prípadoch úplne vylúčiť ani nesko-rohercýnsku retrográdnú či periplutoničnú metamorfózu.

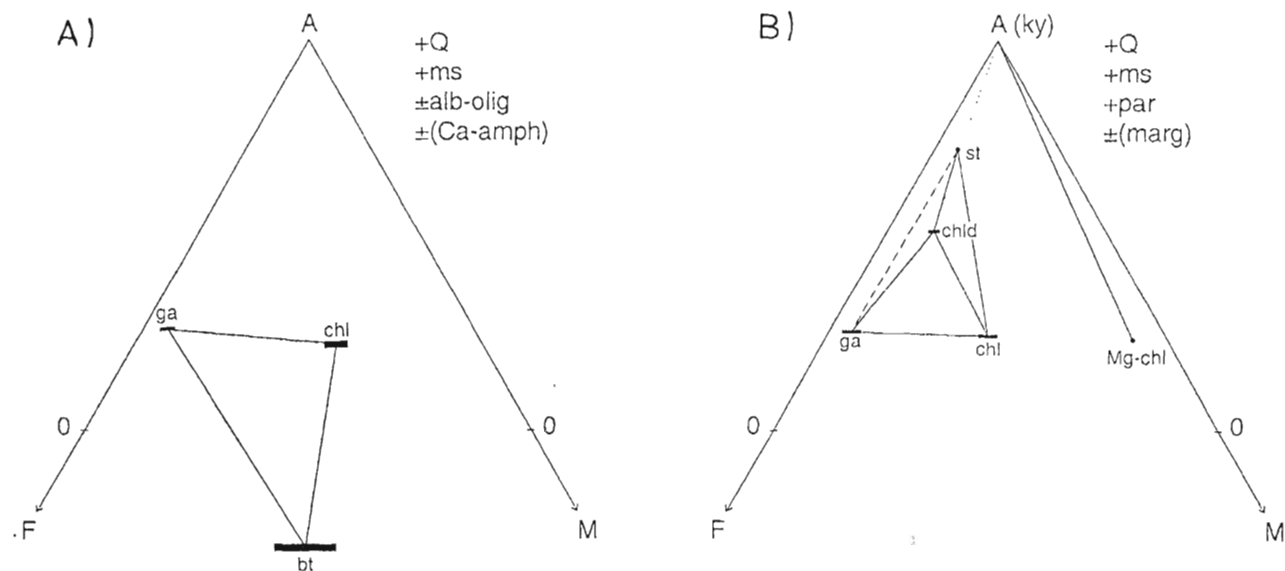
Plagioklas

Je hlavnou minerálnou súčasťou amfibolitických aj metapelitických hornín. V amfibolitoch sa povedľa prevládajúceho albitu nezriedka vyskytujú zakalené jadrá (z premien sú hojné jemnozrné kryštálky klnozoisitu) obohatené o An komponent (napr. vo vz. 8315/2: An 21, AB 79). Táto fáza, možno aj obidve, pravdepodobne vznikala počas hercýnskej metamorfózy. Roztoky, ktoré sa zúčastnili na tvorbe novotvoreného plagioklasu, sa zvyčajne uplatňujú opäť na úkor predchádzajúceho plagioklasu, a preto štruktúrne vzťahy medzi generáciami plagioklasu nie sú jasné. Ak sa neberie do úvahy polymetamorfny vývoj, niektoré porfýroblasty albitu zatláčajúce staršiu štruktúru alebo aj žilné formy albitu indikujú mladší pôvod. Obdobne v metapelitoch novotvorený albit (An 0-3) občas uzatvára drobné škvrny s bázeickejším zložením (napr. vz. 7216/1: An 22,3, Ab 77 a Or 0,7 obj. %). To môže reprezentovať buď sčasti resorbované reliktu staršieho plagioklasu, alebo ešte pravdepodobnejšie tzv. peristeritovú medzeru, ktorá sa vyskytuje najmä vo fácií zelených bridlíc. Dvoznačnosť v zložení plagioklasu, keď sa albit a oligoklas (An 18-25) vyskytujú vedľa seba v tzv. oligoklasovej a granátovo-oligo-klasovej zóne, opisuje už klasická práca Evansa (1964). Preto je zloženie plagioklasu v geotermobarometrických výpočtoch dosť neistým prvkom.

Povaha alpínskej metamorfózy

Alpínske metamorfne asociácie vyskytujúce sa v predalpínskych metamorfitoch sú vynesene do AFM diagramov (obr. 10A, B). Napriek tomu, že sa fázové pravidlo nedodržia striktné (jednak sa plne nedosiahla nová metamorfna rovnováha a zároveň metamorfózu v rozhodujúcej miere kontroluje otvorený reakčný systém), trojuholníky AFM poskytujú predstavu o vystupovaní novotvorených minerálov. Vývoj alpínskej metamorfózy je zreteľne podmienený fluidným prínosom, ale primárne horninové zloženie má stále dôležitú úlohu. Novotvorená alebo prinajmenšom rekryštalizovaná asociácia s biotitom (obr. 10A) sa objavuje hlavne v horninových typoch s vyhranenejším psamitickým protolitom.

V metapelitoch s vyšším obsahom Al (obr. 10B) možno občas pozorovať chloritoidovo-chloritovo-muskovitovo-paragonitové pseudomorfózy, ktoré pravdepodobne vznikajú na úkor predalpínskeho staurolitu. Lokálne koexistujú aj s novotvorenými lemy granátu. Vrcholné metamorfne podmienky možno najskôr odvodzovať z novotvorenej staurolitovo-chloritoidovo-chloritovej asociácie (obr. 7a). Pri teplotnom odhade tejto asociácie uprednostňujeme vypočítané alebo empiricky odvodené údaje, pretože na rozdiel od experimentálnych prác zahŕňajú do reakčného systému aj všadeprítomnú svetlú sludu a/alebo chlorit. Pri metamorfóze v barroviánskom tlakovom poli sa spodná hranica poľa stability staurolitu odhaduje na 470 °C (Spear a Cheney, 1989). Metamorfna asociácia bez biotitu a/alebo Al silikátu indikuje teplotu tvorby staurolitu už okolo 430 - 450 °C (Korikovskij, 1979). (Tento semiempiricky odvodený údaj je založený na štú-



Obr. 10. AFM diagramy indikačnej alpínskej minerálnej asociácie (ako alpínske fázy sú vynesene aj o grossulár obohatené lemy granátu) v metapelitoch „ruľovo-drobového“ zloženia (A) a vysokohlinitých svoroch (B).

Fig. 10. AFM diagrams of indicative Alpine metamorphic assemblage (as Alpine phases are plotted also the garnet rims enriched in grossularite composition) in metapelites of "gneiss-greywacke" protolite (A) and in Al-Fe rich micaschist (B).

diu prekrývajúcich sa metamorfnych reakcií v Al metapelitoch v podmienkach fácie zelených bridlíc).

Bobkovaná chloritoidovo-kyanitová spojnice na obr. 10B znázorňuje indikačnú asociáciu, ktorá sa objavuje v mladšom paleozoiku na styku veporika a gemerika (Vrána, 1964) (prevažne v ochtinskom súvrství - pozn. autora), ktorej spodná hranica poľa stability sa odhaduje na 370 °C (v zmysle Buchera a Freya, 1994). Na pravej strane tohto diagramu je ojedinelá asociácia tzv. kyanitického leukofylitu, vznikajúca pravdepodobne z granitového či rulového protolitu v procese Mg metasomatózy, kde sa podmienky tvorby odhadujú na 360 - 430 °C (Kováčik, 1994).

Výpočet metamorfnej teploty prostredníctvom granátového lemu a novotvoreného biotitu poskytuje teplotu medzi 400 - 480 °C (v zmysle Ferryho a Speara, 1978; Perčuk a Lavrenteva, 1983). Aplikácia geotermometrov zahŕňajúcich aj obsah Ca zložky v granáte (Ganguly a Saxena, 1984; Hodges a Spear, 1982) by viedla k teplote vyššej až o 70 - 100 °C. Ďalšie obmedzenia biminerálnej výmennej termometrie vyplývajú zo zloženia biotitu, ktorý má pomerne vysoký obsah Ti a Al^{IV}, ako aj značné variácie v pomere M/MF (tab. 2).

Vzhľadom na fakt, že alpínske metamorfne asociácie nevznikli ako výsledok tuhých reakcií, nasledujúce barometrické stanovenia pokladáme za ešte pochybnejšie. Asociácia novotvorený granátový lem - plagioklas - biotit - muskovit (napr. vz. 7216/1 pri teplote 450 °C) indikuje pri plagioklase oligoklasového zloženia (pozri predchádzajúcu kapitolu) tlak 8 - 10 kb (v zmysle Ghenta a Stouta, 1981; Powela a Hollanda, 1988). Hodnota je dokonca o 5 až 10 kb vyššia, keď sa do tejto asociácie zahrnie albit. Údaje o vysokom tlaku však pokladáme za málo realistické, pretože hodnoverné vysokotlakové minerálne indikátory sa v skúmanom území doteraz nezistili. V hodnotení tlakových podmienok sa skôr prikláňame k nižším hodnotám, napr. okolo 2,3 - 4 kb, ako indikuje novotvorený muskovit (s netypický výraznou prevahou Mg nad Fe) v kyanitickom leukofylite.

V detailnejších p-T odhadoch je použitie amfibolu dosť kontroverzné, najmä vzhľadom na termodynamicky nedostatočne definovanú mnohotvárnosť jeho chemického zloženia. Geotermobarometria v metabázikách je všeobecne založená na raste obsahu Na (príp. Al) v amfibole a Ca zložky v plagioklase, a to úmerne s rastom metamorfózy. Analogicky s inými poznatkami (napr. Jan a Howie, 1982) aj z našich údajov vyplýva, že chemické zloženie novotvoreného amfibolu silno závisí od primárneho zloženia hornín (t. j. amfibol v metapelitoch s vyšším obsahom Al versus amfibol hornblendového typu v metabázikách). Amph I a amph II (tab. 1), koexistujúce s albitom alebo oligoklasom, indikujú podmienky strednej, resp. vrchnej zóny fácie zelených bridlíc, ako to vyplýva, zo schematických topologických projekcií progresívnej metamorfózy bázičných hornín (Spear, 1981). (Aplikáciou biminerálnej termometrie, napr. podľa Blundyho a Hollanda, 1990, sa väčšinou získala príliš vysoká teplota.). Transformácia staršieho amfibolu na „amfibol aktinolitického typu“ v metabázických horninách pripomína

tzv. prasinitický retrográdny trend, ktorý sa vyvíja v klasických alpských oblastiach pri strednom až nižšom tlaku a pri teplote okolo 400 °C (Ernst, 1973).

Keďže novotvorené minerálne asociácie viažuce sa na látkový prínos a metamorfne podmienky sú nižšie ako predalpínska metamorfóza skúmaných komplexov, alpínsku metamorfózu hodnotíme ako retrográdnú, aj keď s progresívnym priebehom (o čom svedčí napr. zonalita chloritoidu, niekedy aj granátového lemu, vývoj novotvoreného amfibolu z novotvoreného biotitu, blastéza staurolitu až po tvorbe druhotného chloritovo-chloritoidového matrixu, miestami vývoj oligoklasu na úkor albitu a pod.). Na základe uvedenej analýzy odhadujeme podmienky alpínskej metamorfózy na 350 - 500 °C pri tlaku okolo 3 (\pm 1) kb, čo je v prípade vrchnej hranice v súlade s predpokladmi Vránu (1966, 1980) o dosiahnutí almandínovo-biotitovo-albitickej subfácie zelených bridlíc. Domnievame sa, že v zónach intenzívnejšej metamorfózy dosahuje geotermálny gradient cca 40 - 60 °C/km, lokálne možno aj viac.

Výsledky petrologického výskumu kohútkeho svorového pásma tiež poukazujú na istý rast stupňa naloženej metamorfózy v sv. smere. V jz. oblasti (širšie okolie Cinobane) možno napr. pozorovať častejší výskyt relatívne zachovaných predalpínskych porfyroblastov staurolitu (obr. 7b), kým v severnejších oblastiach vystupujú skôr vo forme pseudomorfóz (Kováčik, 1991) či dokonca sa vyvíja až nový staurolit (obr. 7a). Podobne frekvencia výskytu a šírka dorastajúceho lemu granátu alebo vývoj novotvoreného biotitu sú zreteľnejšie v sv. oblastiach.

Vek alpínskej metamorfózy

Výsledky ⁴⁰Ar/³⁹Ar analýz

⁴⁰Ar/³⁹Ar analýzy na obr. 11 sa vykonali na ôsmich minerálnych koncentrátoch zo šiestich vzoriek. Popri datovaní sa stanovil aj pomer K/Ca (sivé krivky naspodku diagramov). Z neuvedených spektier monominerálnych analýz vybudovaných laserovým účinkom sa z novotvorených minerálov v metapelitoch získali tieto údaje o veku: amfibol 87,4 (\pm 2,6), muskovit 87,2 (\pm 0,2) Ma (vz. 8218/1, pozri šípku na obr. 1) a zo vz. 9632/6 amfibol 115,3 (\pm 1,9), muskovit 86 (\pm 4,6) a biotit 80 (\pm 0,8) Ma (Kováčik a Maluski, 1995). Z amfibolu (vz. 8315/2, zárez železnice v Kokave nad Rimavicou) znamenala laserová analýza platô vek 150 Ma, čo je veľmi blízke vekovej hodnote predchádzajúceho stanovenia na tej istej lokalite (143 Ma, Maluski et al., 1993).

Ako vidno z obr. 11, mnoho vzoriek dosahuje platô alebo takmer platô vek v značnom rozsahu teploty postupného zahrievania. V širších reláciách možno vekové spektrá schematicky zaradiť do dvoch skupín. Väčšina spadá do oblasti medzi strednou kriedou a spodnou vrchnou kriedou (okolo 115 Ma a menej), kým niektoré vzorky indikujú spodnú kriedu (napr. 150 a 137,3 Ma z amfibolu alebo aj dve vzorky muskovitu dosahujúce 122,9 a 134 Ma, obr. 11 E, F). ⁴⁰Ar/³⁹Ar záznamy amfibolu, dvoch vzoriek muskovitu (Kováčik a Maluski, 1995)

Bo, Lg ?

a biotitu (obr. 11 A) spadajú do úzkeho časového rozsahu medzi 86 a 88 Ma, čo je v dobrej zhode s údajmi z muskovitu (Maluski et al., 1993; Dallmeyer, 1993). Vek biotitu stanovený na 80 a 75 Ma súhlasí so starším K/Ar datovaním biotitu z juhoveporického kryštalinika (napr. Kantor, 1960). Z našich údajov vyplýva ďalší zaujímavý fakt: integrované veky sa rozdeľujú do dvoch skupín, a to pod 88 Ma a nad 105 Ma, ale záznamy z diapazónu 88 - 105 Ma chýbajú.

Interpretácia a diskusia datovaní

Vekové spektrá mnohých amfibolov indikujú značné kolísanie, najmä pri nižšej zahrievacej teplote. Pokles pomeru $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (obr. 11, A, B, C) je sledovaný rastom pomeru K/Ca, čo azda možno pripísať uzavretým mikrofázam obohateným o K, ako je napr. slúda a plagioklas. Naopak nárast veku v oblasti nízkej zahrievacej teploty (obr. 11 D) považujeme za dôsledok zachytávania externého Ar do amfibolovej štruktúry pri alpínskom pretepelní. Nie je vylúčené, že tento proces sprevádzala transformácia amfibolu s prevahou hornblendového komponentu na aktinolitický typ, ako to možno niekedy pozorovať v amfibolite.

Výsledky získané zo vzoriek s dvoma až troma rozličnými analyzovanými minerálmi (vz. 8218/1 a 9632/6, Kováčik a Maluski, 1995, a obr. 11 A, B) nie sú celkom jednotné, ale majú mnoho spoločných črt. Pri predstave, že približná teplota tvorby novotvoreného amfibolu v metapelitoch je cca 400 - 500 °C (uzatvárajúca teplota pribl. 500 °C, v zmysle Harrisona, 1981) a vzhľadom na rozdielnu uzatvárajúcu teplotu muskovitu a biotitu (350 ± 50 °C a 300 ± 50 °C, v zmysle Purdyho a Jägerovej, 1976), možno pri vzorke 8218/1, 32-Ch-31, 0033/1 a 9632/6 počas stanoveného časového rozsahu (zhruba medzi 75 - 115 Ma) rýchlosť výdvihu odhadnúť na 0 - 0,5 mm za rok (pri orientačnom geotermálnom gradiente 25 °C/km). Z uvedeného vyplýva pomerne nízka rýchlosť chladnutia - max. do 10 °C/Ma, avšak za predpokladu geotermálneho gradientu 50 °C/km by bola rýchlosť výdvihu a chladnutia ešte o polovicu nižšia.

Istá koncentrácia vekov medzi 86 - 88 Ma pravdepodobne svedčí o rýchlejšom výdvihu v tomto krátkom časovom období. Uvedené pravdepodobne dokumentuje aj silno rekryštalizovaný svor, ktorý poskytuje takmer rovnaký vek novotvoreného amfibolu aj muskovitu (vz. 8218/1). Syngenetický amfibol a muskovit síce poukazujú na to, že teplota ich tvorby bola veľmi príbuzná, ale vek 87,4 a 87,2 naznačuje aj relatívne rýchle chladnutie, čo zároveň podporuje predstavu o významnom účinkovaní výdvihovej tektoniky v danom čase. Nižší vek chladnutia biotitov dokumentuje, že v období okolo 80 - 75 Ma nebola teplota v určitých blokoch kryštalinika nižšia ako 250 - 300 °C.

Vek dvoch novotvorených amfibolov z metapelitov (115,3 a 105 Ma), ako aj sčasti rekryštalizovaný amfibol (111,2 Ma) z premeneného amfibolitu metatufitu? (prítomný druhotný biotit, nie chlorit) na obr. 11 A, ktoré pravdepodobne kryštalizovali v podmienkach blízkych alebo nižších, ako je uzatvárajúca teplota amfibolu, kolí-

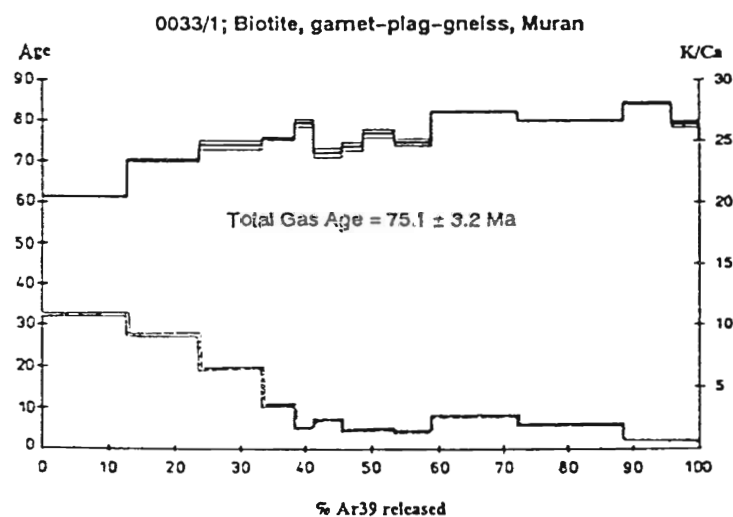
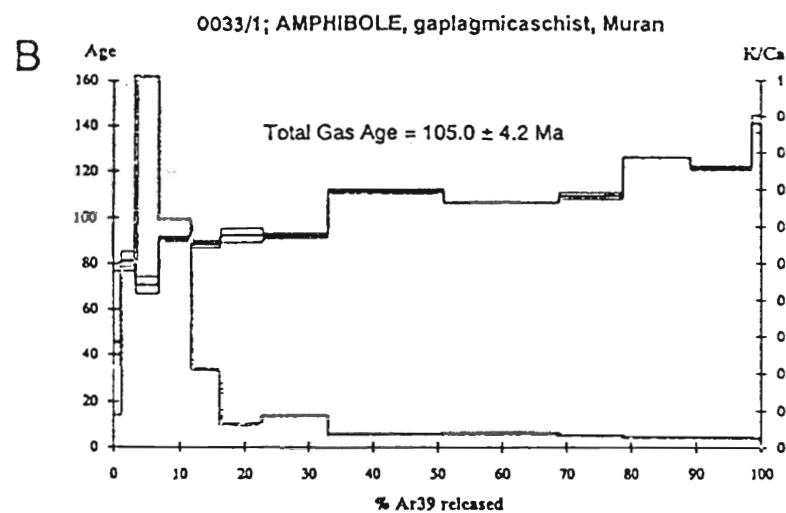
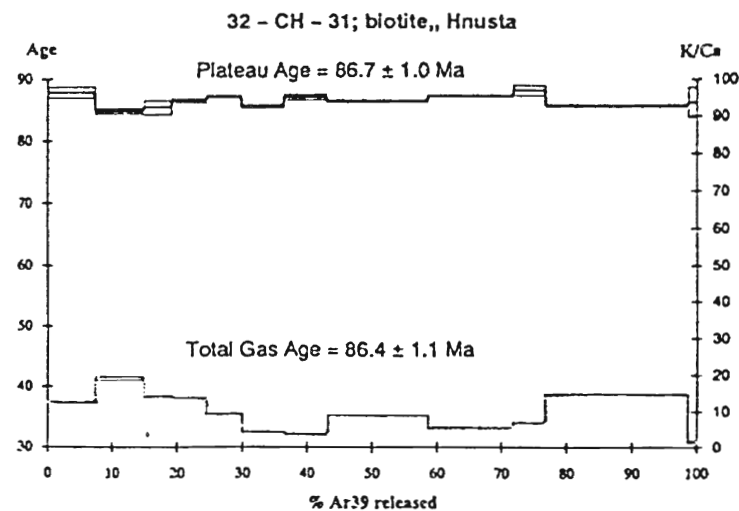
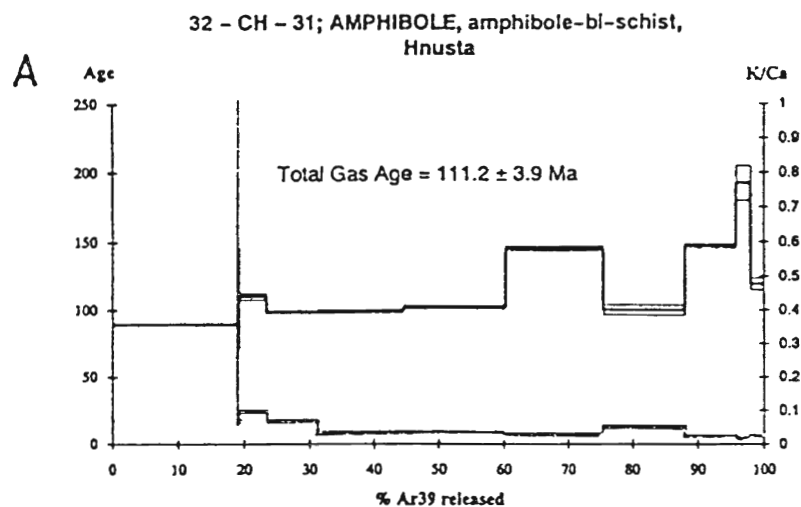
še medzi 115 a 105 Ma (neskorá stredná krieda). To znamená, že sú o niečo staršie ako základná alpínska metamorfná fáza stanovená zo sludy (a jedného amfibolu) na cca 75 - 87, resp. 84 - 88 Ma (Kantor, 1960; resp. Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1993). Z nevýznamne alterovanej amfibolitickej šošovky pochádza amfibol (vz. 9727/1, obr. 11D), ktorého vek 109,9 Ma svedčí o intenzívnom alpínskom prehriatí. Pravdepodobne difúzia späť s vysokým prínosom tepla spôsobila zotretie predalpínskej pamäti amfibolov, čo v zmysle koncepcie uzatvárajúcej teploty (Dodson, 1973) môže indikovať dosiahnutie minimálnej teploty cca 500 °C.

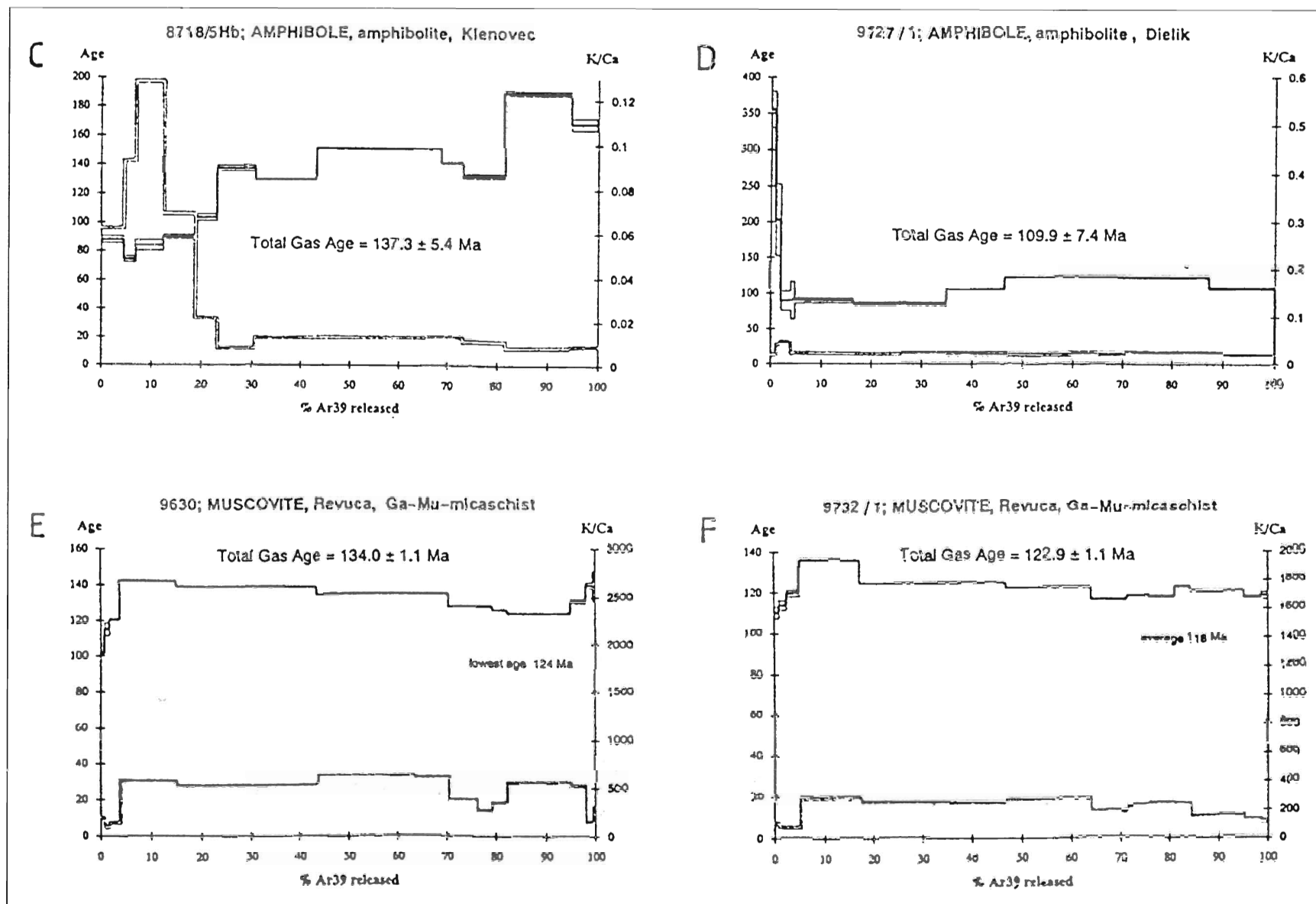
Rozšírenie termálnych účinkov alpínskej orogenézy v južnom veporiku až do albu považujeme za interpretačne oprávnené, ale v niektorých prípadoch naďalej nemôžeme bezpečne vylúčiť potenciálny prebytok alpínskeho Ar^{40} (spektrum 115,3 a 111,2 Ma?). Možný strednokriedový vek otvára ďalšiu otázku - neprítomnosť vekových záznamov z obdobia 88 - 105 Ma. Potenciálne naznačuje, že sa v južnom veporiku ide o dve metamorfne udalosti. Tieto otázky môžu osvetliť až doplňujúce údaje, ale do istej miery sa ukazuje aj potreba nových aplikačných a interpretačných postupov v $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronológii.

Niektoré $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spektrá z amfibolov (137,3 a 150 Ma) indikujú spolu s vyšším vekom muskovitu (obr. 11 E, F) spodnokriedový vek. Preto amfiboly z hercýnskych amfibolitov zvyčajne neodzrkadľujú plnú reekvilibráciu v alpínskej metamorfóze. Domnievame sa, že veky staršie ako stredná krieda sa ťažko dajú interpretovať v zmysle reálnej metamorfnej udalosti, skôr znamenajú, že vzorky neboli úplne odplynené. Rejuvenilizácia starého amfibolu (109,9 ± 7,4 Ma, obr. 11 D) zároveň naznačuje vyšší stupeň alpínskeho prehriatia v širšej oblasti Tisovca - Muráňa, a to v porovnaní s južnejšími výskytmi amfibolitu, ktoré udávajú vyšší, sčasti reliktný vek (137,3 a 150 Ma). Vyšší vekový záznam obidvoch druhov muskovitu (122,9 a 134 Ma) z hornín postihnutých intenzívnou muskovitizáciou možno naopak považovať za výsledok zachytávania externého Ar, o čom svedčí rast koncentrácie ^{40}Ar smerom k nižšej zahrievacej teplote.

Geodynamicko-regionálne úvahy

V skúmaných horninách je lineácia predĺženia prednostne orientovaná paralelne (až subparalelne) na osi b vrás, ako je to doložené aj z obalového mezozoika (Zoubek a Snopko, 1954; Plašienka, 1993). Keďže druhotný kyanit, staurolit, chloritoid, novotvorený granát a zrejme aj amfibol tschemakiticko-pargasitického typu indikujú barroviánsky metamorfny štýl, možno predpokladať, že táto semiplastická lineácia časovo súvisí s kolíznou udalosťou. Severovergentná kolízia sa prejavuje vrásnením s osami približne kolmými na smer kompresie a lineácia, vyvíjajúca sa pravdepodobne v transpresnom režime, sprostredkúva predĺžovanie orogénu do smeru V - Z. V tomto ohľade je prijateľný predpoklad o striedaní sa kompresných a extenzných fenoménov v priebehu orogénnej konvergenencie (Platt, 1986). Podobne v starších orogénoch (napr. Dias a Ribeiro, 1994; Kirkwood et al., 1995), ale aj v Himalá-





Obr. 11. Prehľadná tabuľka vybraných $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ minerálnych spektier. A, C, D predstavujú amfibol z metabázik a B, E, F novotvorené minerály z metapelitov (bližšie pozri text a lokalizáciu na obr. 1).
 Fig. 11. Review of selected $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral spectra. A, C, D represent amphibole from metabasic rocks and B, E, F newly formed amphiboles from metapelites (for further explanation see text and location scheme on Fig. 1).

jach (napr. Gapais et al., 1992) je pozorovateľné, že lineácia predĺženia subparalelná s osami vrás vzniká počas kolízie alebo platňovej konvergenencie a reprezentuje tzv. extenziu paralelnú s orogénom.

Aj keď alpinska metamorfóza v predalpínskych metamorfitoch v oblastiach na Z od Taurského okna (mittelostalpin sensu Tollmann, 1977) dosahuje o niečo vyšší stupeň (Frank et al., 1987) ako v južnom veporiku, množstvo zhodných petrografických črt, napr. výskyt staurolitu, chloritoidu, kyanitu, zonalita granátových lemov, aktinolitické lemy amfibolov atď., naznačuje spolu s geochronologickým datovaním (okolo 85 - 90 Ma, Thoeni, 1983, in Ratschbacher et al., 1989) mnoho spoločného. Príbuzné znaky eoalpínskeho vývoja môže dopĺňať aj predstava o synchronnosti kolízneho aj extenzného režimu pri hrubnutí kôry, ako to vyplýva zo štruktúrno-geologického štúdia z východných Álp (Ratschbacher et al., l. c.).

Alpínsku metamorfnú reaktivizáciu chápeme ako ne-skorosyndezmačný až postdeformačný proces (podobne ako Zoubek, 1936; Vrána, 1966), ktorý má však v hrubých črtách progresívny teplotný trend. Úvahy, či podmienky alpínskej metamorfózy treba odvodzovať od tektonického nadložia alebo od efektu tzv. termálneho domu, pripomínajú „klasickú“ diskusiu o príčinách metamorfózy v centrálnych Alpách (Niggli, 1970, vs. Wenk, 1970, in Frey et al., 1974). Zatiaľ niet zreteľných dôkazov, že by alpínsku metamorfózu južného veporika boli spôsobili deformácie a teplo súvisiace s presunom a umiestňovaním tektonického nadložia. Na základe uvedených údajov, ale aj s ohľadom na širšie geologické relácie sa v osvetľovaní pôvodu alpínskej regionálnej metamorfózy južného veporika skôr prikláňame k pretepleniu generovanému z hlbších horizontov litosféry. Alpínsku metamorfózu juhoveporického kryštalinika sprevádza pomerne intenzívny látkový a tepelný prínos a z viacerých interpretačných alternatív ju pokladáme za invenčný model regionálnej metamorfózy podľa Loosveldta a Etheridgeho (1990). Táto koncepcia predpokladá, že vysoký tlak fluid spôsobilo intenzívne konvekčné prúdenie pri vysokom tepelnom toku, generovanom ako výsledok stenčovania pláštovej litosféry počas kolízneho hrubnutia kôry.

Z tohto pohľadu sa javí mocnosť geologicky reálneho litostatického nadložia (t. j. ochtinské súvrstvie a gelnická séria s predpokladanou mocnosťou 1 - 1,5 a 4,5 až 8 km, sensu Vozárová a Snopko in Bajaník a Vozárová, 1983, a asi 1 - 2 km obalového mezozoika) ako dostatočná. Keď si napríklad predstavíme polovičný príspevok tlaku fluid k 10 km stĺpcu hornín (cca 3 kb), nadložie sa zredukujú na 7,5 km. Striedanie vrstiev s rozličnou permeabilitou zaručuje zvýšený tlak fluid, a teda cirkuláciu, pričom napr. kvarcitické horniny sú pre svoju nízku permeabilitu vhodným „kolmatačným“ prostredím (kvarcity fôderátskej skupiny? - pozn. autora) voči podpovrchovému hydrostatickému systému (Etheridge et al., 1983). Fakt, že tlak fluid nezávisí priamo od celkového tlaku, ale ho ovplyvňuje permeabilita, teplota, deformácia a pod., vyplýva aj z viacerých štúdií z rozličného geologického prostredia (napr. Holdaway a Godge, 1990; Yard-

ley, 1986; Berry, 1973). Predchádzajúci model môže dopĺňať koncepcia o odtavovaní spodnej časti kôry počas konvergenencie, kde v prípade rýchlej extenzie (t. j. výzdvihu) dosahuje teplotný front vrchné časti kôry až posttektonicky (Platt a England, 1994).

Presunuté muránske mezozoikum neobsahuje štruktúrny ani metamorfný inventár podložného veporika, ani ochtinského súvrstvia (Pouba, 1952; Vrána, 1966). Silický príkrov diskordantne prekryva vrchná krieda, ktorej bazálne členy sa datujú maximálne do vrchného santónu (Andrusov a Samuel et al., 1983), v chronostratigrafickej škále zodpovedajúcemu cca 84 - 85 Ma. Z uvedeného vychodí, že zásadná tektonodeformačná reaktivácia juhoveporickej domény prebehla pred týmito udalosťami, ale to nie je prípad pretrvávajúceho termálneho vplyvu, ako dokumentuje veľslúd, hlavne biotit. Intenzívnejší prestup tepla zrejme nastal až po istom uvoľnení tlaku, čo mohlo súvisieť s veľkým počtom $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spektier (včítane Dallmeyer et al., 1993; Maluskiho et al., 1993) sústreďujúcich sa v rozmedzí 86 - 88 Ma. Toto obdobie svádza k domnienke, že súvisí alebo mierne predchádza čas presunu vyšších mezozoických príkrovov. Je pravdepodobné, že sa daný časový diapazón viaže na rýchly výdvih „termálneho typu“ a prinajmenšom jeho zavŕšenie (spomalenie) malo už extenzný charakter. Tento proces väčšinou nasledujú prejavý krehkej tektoniky s lokálnymi strižnými deformáciami (typu „shear-bandov“, krenulačná kliváž, naložená lineácia a pod.), ktoré sú späté s formovaním senónskych bazénov, príp. s prietokom rochovskeho granitu (81 Ma v zmysle Hraška et al., 1995) do vrchných častí kôry.

Ale v juhoveporickom areáli sa výdvihoové pohyby pravdepodobne začali už pred vrchnou kriedou, lebo ochtinské súvrstvie sa nasúvalo maximálne na vrchný trias a ani pod Muránskou platinou významnejšia poloha gemickej proveniencie nie je zachovaná. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ záznamy z predvrchnokriedového obdobia nevylučujú relatívne pomalší výdvih, aj keď presnejší vek násunu gemickeho bude pre nedostatočnú synkinematickú rekryštalizáciu, ako aj nasledujúce preteplenie ťažko stanoviteľný. Alpínska metamorfná kryštalizácia je v úzkom časovom vzťahu k zisteným vekom, lebo odhadované p-T podmienky notovorených minerálnych asociácií sú blízke (pri naložených amfiboloch azda až nižšie) uzatvárajúcej teplote K/Ar systému v amfibole a maskovite. Predpokladané výdvihoové fenomény v koňas - spodnom santóne (zodpovedajúce 89 - 86 Ma) dobre koincidujú s vekom rekryštalizácie v kryštaliniku. Je však možné, že sa metamorfóza formovala už v albe, azda išlo o odraz kolíznej udalosti s gemickou doménou.

Vcelku sa nazdávame, že presun gemických elementov nie je vekovo príliš vzdialený od najmladšieho stratigrafického záznamu série Veľkého hoka. Rozdiel medzi tektonometamorfným postikritným obalu severného a južného veporika nie je až taký veľký (cca 50 - 100 °C; Plašienka et al., 1989; Korikovskij et al., 1992), aby to oprávňovalo uvažovať o podstatne odlišnej hĺbke nadložia, ak aj o diachronnosti (napr. jursko-spodnokriedový vs. strednokriedový vek) alpínskej orogénny obidvoch veporických areálov. Tak v južnom veporiku, ako aj

v prípade anchimetamorfovaného severoveporického mezozoika a do istej miery aj iných centrálnokarpatských obalových jednotiek pri tektonometamorfnom prepracúvaní ťažko počítať s významnejším uplatnením sa litostatického tlaku. Preto treba riešenie odvíjať najskôr z hľadiska internej tektonotermálnej reaktivizácie fundamentu.

Záver

V predalpínskych svoroch sa alpínska neskorosynkinematická až postkinematická metamorfna blastéza vyznačuje barrovianskym metamorfným typom. Popri fylositikátoch ju miestami reprezentuje kyanit, chloritoid, staurolit a z veľkej časti pravdepodobne aj o grossulárovú zložku obohatený lem granátu. V metapelitoch vzniká i novotvorený amfibol tschermakitického (až pargasitického) typu, kým v amfibolických horninách hercýnsky amfibol hornblendového zloženia zatláčajú fázy s aktinolitickým kompozičným trendom. Z vývoja metamorfných asociácií, ako aj zo zonality novotvorených minerálov (chloritoid, granát) je zrejme, že alpínska metamorfóza mala progresívny ráz. Podmienky alpínskej regionálnej metamorfózy sa odhadujú na strednú zónu fácie zelených bridlíc a pokladáme ju za nižšietlakovú až strednotlakovú (orientačne okolo 3 ± 1 kb). Petrografické fenomény pripisované alpínskej rekryštalizácii (biotit, granátový lem, novotvorený vs. starší staurolit) spolu s geochronologickými údajmi indikujú rast alpínskeho metamorfného preteplenia v smere od JZ na SV. Geotermálny gradient dosahoval v zónach metamorfózy okolo 40 - 60 °C/km, lokálne možno aj viac. Metamorfóza má infiltračný charakter a vysoký tlak fluid pravdepodobne pomáhal redukovat litostatický tlak, kde okrem gemicrých elementov a obalového mezozoika vcelku nepredpokladáme mocnejšie tektonické nadložie.

Zistené $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ veku (obr. 11) sa sústreďujú v diapazóne od spodnej až po vrchnú kriedu. V porovnaní s predpokladanými strednokriedovými výzdvihovými pohybmi koncentrácie mnohých vekových spektier (amfibol, dva muskovity a biotit, ale aj ďalšie dostupné údaje) do úzkeho obdobia 86 - 88 Ma pravdepodobne svedčí o relatívne rýchlejšom výzdvihu, ktorý zrejme bezprostredne predchádzal umiestňovaniu superficiálnych príkrovov. Ako indikuje vek biotitu (86,7, 80 a 75,1 Ma), chladnutie určitých blokov juhoveporického kryštalinika pokračovalo aj pri sedimentácii senónu, čo už možno stotožňovať s prejavmi postorogénneho extenzného režimu. Vekové spektra novotvorených amfibolov z metapelitov (87,5, 105 a 115,3 Ma) spolu s dvoma amfibolmi z amfibolitov (109,9 a 111,2 Ma) zrejme posilujú prejavy alpínskej metamorfózy až do albu. Pozoruhodná je však absencia vekových záznamov v diapazóne 88 - 105 Ma. Alpínska metamorfóza sa vcelku viaže na výzdvihový režim a na relatívne kratšie časové obdobie (ukazuje sa výnimočné postavenie diapazónu 86 - 88 Ma), ako možno usudzovať z teplotných podmienok metamorfózy, ktoré sú blízke uzatvárajúcej teplote Ar systému v analyzovaných mineráloch.

Vyšší vek amfibolu z metabázik (150 a 137,3 Ma) posudzujeme v zmysle neúplnej alpínskej rejuvenilizácie

predalpínskych amfibolitov. Na druhej strane starší muskovit (134 a 122,9 Ma) hodnotíme ako výsledok zachytávania externého Ar pri intenzívnej alpínskej muskovitizácii.

V geodynamickej interpretácii alpínskej regionálnej metamorfózy južného veporika osvetľujú mnoho otázok (napr. problém nadložia alebo tepla) modely konvekčného prúdenia fluid a a hlbinných zdrojov zvýšeného tepelného toku. Predmetamorfna (maximálne synmetamorfna) semiplastická lineácia predĺženia, ktorá je približne paralelná s osami b vrás, zrejme vzniká pri kolíznom hrubnutí kory. Vrchnokorová extenzia sa z tohto pohľadu javí ako mladšia a penetratívne alpínske deformačné štruktúry tohto druhu ju už zrejme nesprevádzajú.

Podakovanie. RNDr. Rakúsovi, CSc., a RNDr. Plašienkovi, CSc., som zaviazaný vďakou za pomoc pri orientácii v otázkach mezozoického vývoja centrálnych Západných Karpát. Za poskytnutie časového priestoru a finančnú pomoc ďakujem RNDr. Gargulákov, CSc. (ú. ZP-547-010-601), ktorý mi umožnil prácu začať, a RNDr. Bezákovi, CSc. (ú. ZP-17-517-02), za vytvorenie podmienok na jej ukončenie. Prof. Dr. W. Frankovi ďakujeme za uvedenie do $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analýzy a za sprístupnenie meracej aparatury.

Literatúra

- Albee, A. L., 1972: Metamorphism of Pelitic Schists: Reaction Relations of Chloritoid and Staurolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3249 - 3268.
- Andrusov, D., 1959: Geológia Československých Karpát II. Vyd. SAV, Bratislava, 375.
- Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tectonik der Noerdlichen Karpaten. Verlag SAV, 188.
- Andrusov, D. & Samuel, O., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava.
- Bajanik, S., Vozárová, A. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria - východná časť (1:50 000). GÚDŠ Bratislava, 223.
- Berry, F. A. F., 1973: High fluid potentials in California coast ranges and their tectonic significance. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 57, 1219 - 1249.
- Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 27 - 56.
- Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej stavby. *Mineralia slov.*, 26, 1 - 6.
- Bibikova, E., Cambel, B., Korikovskij, S. P., Broska, I., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Arakelians, M. M., 1988: U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohut zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 137 - 157.
- Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ veporid. *Geol. Práce, Zpr.*, 21, 109 - 125.
- Biely, A., 1989: The geological structure of West Carpathians. In: M. Rakús, et al. (Eds.): *Evolution of the northern margin of Tethys, Vol. II. Mém. Soc. géol. France, Neuvel, Sér.*, 154 (II), 51 - 57.
- Biely, A. et al., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier. Manuscript - GÚDŠ Bratislava.
- Blundy, J. D. & Holland, T. J. B., 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrology*, 104, 208 - 224.
- Bouček, B. & Přibyl, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem Slowakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Zoš.*, 52, 5 - 50.
- Bucher, K. & Frey, M., 1994: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag (Berlin), 287.
- Burchart, J., Cambel, B. & Král, J., 1987: Isochron reassessment of ^{40}Ar - ^{39}Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 131 - 170.
- Bystřický, J., 1959: Príspevok k stratigrafii Muráňského mezozoika. *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 5 - 43.
- Cambel, B. & Korikovskij, S. P., 1986: Varisciskij retrogradnyj metamorphism i alpinskij diaferez v krysalliniku Zapadnykh Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 335 - 364.
- Cambel, B., Král, J. & Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia Západných Karpát. Veda, SAV, Bratislava, 1983.
- Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Putiš, M., 1993: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *PAEWCR Conference, Excursion guide, Stará Lesná*, 11 - 20.
- Dalrymple, G. B. & Lanphere, M. A., 1971: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 300 - 308.

- Dias, R. & Ribeiro, A., 1994: Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *J. Struct. Geol.*, 16, 1543 - 1554.
- Dodson, M. H., 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological system. *Contrib. Mineral. Petrology*, 40, 259 - 274.
- Ernst, W. G., 1973: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 6.
- Etheridge, M. A., Wall, V. J. & Vernon, R. H., 1983: The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. metam. Geol.*, 1, 205 - 226.
- Evans, B. W., 1964: Coexisting of albite and plagioclase in some schists from New Zealand. *Amer. Mineralogist*, 49, 173 - 179.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrology*, 66, 113 - 117.
- Frank, W., Hoinkes, G., Purtscheller, F. & Thoeni, M., 1987: The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern. In: *Fluegel, H. & Faupl, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. Vienna (Deuticke)*, 179 - 225.
- Frey, M., Hunzinger, J. C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, C. V., Jäger, E. & Niggli, E., 1974: Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, 247 - 290.
- Ganguly, J. & Saxena, S. K., 1984: Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineralogist*, 69, 88 - 97.
- Gapais, D., Pécher, A., Gilbert, E. & Bellèvre, M., 1992: Synconvergence spreading of the Higher Himalaya crystalline in Ladakh. *Tectonics*, 11, 1045 - 1056.
- Ghent, E. D. & Stout, M. Z., 1981: Geobarometry and geobarometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrology*, 76, 92 - 97.
- Halferdahl, L. B., 1961: Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrology*, 2, 49 - 135.
- Harland, W. G., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. & Smith, D. G., 1989: A Geologic Time Scale 1989. *Card published by British Petroleum Comp.*
- Harrison, T. M., 1981: Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrology*, 78, 324 - 331.
- Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982: Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineralogist*, 67, 1118 - 1134.
- Hök, J., Kováčik, P. & Madarás, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku strednej zóny veporika a gemerika. *Mineralia slov.*, 25, 172 - 176.
- Holdaway, M. J. & Goodge, J. W., 1990: Rock pressures vs. fluid as a controlling influence on mineral stability, an example from New Mexico. *Amer. Mineralogist*, 75, 1043 - 1058.
- Hovorka, D., Dávidová, S., Fejdi, P., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. & Spišiak, J., 1987: The Muráň Gneisses of the Kohút Crystalline Complex. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Bratislava*, 42, 5 - 101.
- Hraško, L., Michalko, J., Határ, J., Hök, J., Vaasjoki, M. & Kotov, A. B., 1995: Upper Cretaceous granit in Western Carpathian region. *Terra nova*, 7, Abstract suppl. 1, 307.
- Jan, M. Q. & Howie, R. A., 1982: Hornblende amphiboles from basic and intermediate rocks of Swat-Kohistan, northwest Pakistan. *Amer. Mineralogist*, 67, 1155 - 1178.
- Kamenický, J., 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Mineralia slov.*, 9, 161 - 184.
- Kantor, J., 1960: Kriedové orogénické procesy v svetle geochronologického výskumu veporického kryštalinika (Kohútske pásmo). *Geol. práce*, Zpr., 19, 5 - 26.
- Kirkwood, D., Malo, M., St-Julien, P. & Therrien, P., 1995: Vertical and fold axis parallel extension within a transpressive setting, Northern Appalachians. *J. Str. Geol.*, 17, 239 - 243.
- Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zbor. geol. Vied. Záp. Karpaty*, 6, 7 - 28.
- Klinec, A., Macek, J. & Dávidová, Š., 1980: Rochovecký granit v strednej zóne gemerid s veporidami. *Geol. práce, Spr.*, 74, 103 - 112.
- Klinec, A. & Planderová, E., 1979: Paleozoické metamorfity v oblasti Hnúšte (kohútska zóna veporid). *Geol. práce, Spr.*, 72, 193 - 194.
- Korikovskij, S. P., 1979: Facii metamorfizmu metapelitov. *Izd. Nauka, Moskva*, 263.
- Korikovskij, S. P., Dupej, J., Boronichin, V. A. & Zinovjeva, N., 1990: Zoned garnets and their equilibria in mica schist and gneisses of Kohút crystalline complex, Hnúšťa region, Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 99 - 123.
- Korikovskij, S. P., Krist, E. & Boronichin, 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.*, 40, 187 - 200.
- Korikovskij, S. P., Putiš, M. & Boronichin, V. A., 1992: Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Stružník Group of the Nízke Tatry Mts. *Geol. Carpath.*, 43, 97 - 104.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic and structural data. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 45, 83 - 96.
- Kováčik, M., 1990: Geochémia a petrológia metamorfovaných hornín staršieho paleozoika. In: *Gargulák, M. et al.: Metalogéza strednej zóny veporika a gemerika. Manuscript - archiv GÚDŠ Bratislava*, 1 - 53.
- Kováčik, M., 1991: Mica-schist with high content of aluminium and iron in the SE Veporicum - protolite and regional metamorphism. (In Slovak with English summary). *Mineralia slov.*, 23, 23 - 32.
- Kováčik, M., 1993: Polymetamorfovaný vývoj staropaleozoických metamorfítov strednej časti kohútskej zóny. *Mineralia slov.*, 25, 379 - 385.
- Kováčik, M., 1994: Kyanitický leukofylit - ojedinelý petrogenetický člen veporika. *Mineralia Slov. - Geovesník*, 5, 6.
- Kováčik, M. & Maluski, H., 1995: Alpine reactivation of the Eastern Veporic basement metamorphites (Western Carpathians). *Terra nova*, 7, Abstract suppl. 1, 45.
- Kozur, H., 1991: The evolution of the Meliata-Halstatt ocean and its significance for the early evolution of the eastern Alps and Western Carpathians. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocool.*, 83, 109 - 135.
- Kužvart, M., 1955: Geologické a petrografické pomery masťových ložísk a jejích okolí u Hnúšte na Slovensku. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Praha*, 22, 145 - 195.
- Kuthan, M., Biely, A., Böhm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. & Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. M-34-XXXII Zvolen. *Manuskript - Geofond Bratislava*, 131.
- Leake, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag.*, 42, 533 - 563.
- Loosveld, R. J. H. & Etheridge, M. A., 1990: A model for low-pressure facies metamorphism during crustal thickening. *J. met. Geol.*, 257 - 267.
- Mahef, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát 1. Paleopalpínske jednotky. *Vyd. Veda SAV, Bratislava*, 403.
- Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, P., 1993: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223, 313 - 337.
- Mazoli, C., Sassi, R. & Vozárová, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czechoslovakia). In: *Vozár, J. (Ed.): The Paleozoic geodynamic domains: Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. GÚDŠ Bratislava*, 109 - 117.
- Méres, S. & Hovorka, D., 1991: Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). *Mineralia slov.*, 23, 435 - 442.
- Nemček, A., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied. Bratislava*, 4, 3 - 4, 589 - 622.
- Perčuk, L. L. & Lavrentjeva, I. V., 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Saxena, S. K. (Ed.): Kinetics and Equilibrium in mineral reactions. Adv. phys. geochem.*, 3, Springer Verlag, New York, 199 - 239.
- Plašienka, D., 1993: Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit. In: *Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*, 269 - 278.
- Plašienka, D., 1993a: Brief outline of the West Carpathian structure with an emphasis on the Mesozoic evolution. In: *Pitoňák, P. & Spišiak, J. (Eds.): PAEWCR Conference, Excursion Guide, Stará Lesná*, 3 - 10.
- Plašienka, D., Janák, M., Hácura, A. & Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinitite illitu z alpínskeho metamorfovaných hornín veporika. *Mineralia slov.*, 21, 43 - 52.
- Platt, J. P., 1986: Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 1037 - 1053.
- Platt, J. P. & England, P. C., 1994: Convective Removal of Lithosphere beneath Mountain Belts: Thermal and Mechanical Consequences. *Amer. J. Sci.*, 294, 307 - 336.
- Pouba, Z., 1952: Geologie střední části Muráňské plošiny. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 16, 273 - 300.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1988: An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. met. Geol.*, 6, 173 - 204.
- Purdy, J. W. & Jäger, E., 1976: K-Ar ages on rock-forming minerals from the central Alps. *Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova*, 30, 30.
- Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marchalko, R., Mello, J., Polák, M. & Jablonský, J., 1990: Paleogeographic development of the Western Carpathians: Anisian to Oligocene. In: *Rakús, M., Dercourt, J. & Nairn, A. E. M. (Eds.): Evolution of the northern margin of Tethys, III. Mém. Soc. Géol. France, Nouvelle Sér.*, 154 (III, pt I), 39 - 62.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neuhauer, F., Schmid, S. M. & Neugebauer, J., 1989: Extension in compressional orogenic belt. *Geology*, 17, 404 - 407.
- Samson, S. D. & Alexander, E. C., 1987: Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard. *Mmh-1. Chem. Geol.*, 66, 500 - 506.
- Spear, F. S., 1981: Amphibole-Plagioclase Equilibria: An Empirical Model for the Reaction Albite + Tremolite = Edenite + 4Quartz. *Contrib. Mineral. Petrology*, 77, 355 - 364.
- Spear, F. S. & Cheney, J. T., 1989: A petrogenetic grid for pelitic schist in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrology*, 101, 149 - 164.
- Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977: Subcommission on geochronology: Con-

- vention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359 - 362.
- Straka, P., 1981: O veku série Foederata. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 57 - 62.
- Tollmann, A., 1977: Geologie von Oesterreich. Band I. F. *Deuticke Wien*, 766.
- Tomek, Č., 1993: Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. *Tectonophysics*, 226, 417 - 431.
- Vozárová, A. & Křišťín, J., 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskeho granitoidu južnej časti veporika. *Záp. Karpaty, Sér. mineral. petrol. metalog.*, 10, 199 - 221.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169 - 194.
- Vrána, S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Veporides and the Gemerides. *Krystalinikum*, 2, 125 - 143.
- Vrána, S., 1964a: Petrogeneze veporidného krystalinika v okolí Slavošoviec. *Geol. Práce, Zpr.*, 33, 5 - 30.
- Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata-serie im Mittelteil der Veporiden. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Bratislava*, 6, 29 - 84.
- Vrána, S., 1980: Newly formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol.*, 25, 41 - 54.
- Yardley, B. W. D., 1986: Fluid Migration and veining in Connemara Schists, Ireland. In: Walther, J. V. & Wood, B. J. (Eds.): *Fluid-Rock Interactions during Metamorphism*. Springer Verlag, New-York, 109 - 131.
- Zoubek, V., 1932: Predbežná správa o mapovaní na liste Veľká Revúca (4564). *Věstník SGÚ, VII, Praha*.
- Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 12, 207 - 237.
- Zoubek, V., 1957: Hranice Gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 38 - 43.
- Zoubek, V. & Snopko, L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1954*, 211 - 213.

Metamorphic rocks in the Southern Veporicum basement: their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution

Among the units of the Central Western Carpathians the Southern Veporic Unit exhibits most intense Alpine tectono-metamorphic reworking. Since no indicative metamorphic mineral assemblages have been found inside the clastogenic beds of the Mesozoic cover (Vrána, 1966), we have paid our attention to the variety of mineral reactions, which affected the Hercynian basement metapelites. These, most probably Lower Paleozoic complexes, are widespread in the SE part of the Veporic Unit (see geological and localization scheme on Fig. 1). Generally, the polymetamorphosed metapelites were subjected to two Pre-Alpine metamorphic events. 1. regional metamorphism of barrowian type (reaching approx. the boundary greenschist/amphibolite facies), followed, at some places, by 2. contact-injection metamorphic effects of the Carboniferous granites. Alpine recrystallization of the Southern Veporic Unit is attributed to either the late Middle Cretaceous collision (e. g. Andrusov, 1968; Biely, 1989; Tomek, 1993), or to the Upper Jurassic - Lower Cretaceous closure of the Meliata ocean (Kozur, 1991; Plašienka, 1993a; Hók et al., 1993). The views, as regards the metamorphic conditions of the Alpine metamorphism of this area, also differ (e. g. Vrána, 1980; Plašienka et al., 1989; Mazzoli et al., 1992).

Our attention has been paid mainly to the replacement reactions affecting the Pre-Alpine garnet, staurolite and plagioclase porphyroblasts and minerals, which frequently overgrow the pervasive Alpine semiductile deformational patterns (shearing planes, linear fabric etc.). During the Alpine late syn- to postkinematic barrowian type metamorphism (Fig. 10) these were formed chloritoid, kyanite and staurolite (Fig. 7) which were associated with phyllosilicates and probable from the greater part with the newly formed rims in garnets, enriched in grossularite component (Figs. 8 and 9). The tschermakitic amphibole (with bias to pargasite) has been formed locally in the metapelites during the retrograde reactions. The temperature of its formation was presumably lower, or very close to the blocking temperature of amphibole (500 °C sensu Harrison, 1981). On the other hand, the Pre-Alpine amphibole in amphibolites belonging to the hornblende type, are in part replaced during the Alpine metamorphic stage by amphibole of actinolite composition (Figs. 2 - 5).

The metamorphic assemblages as well as the mineral zoning (chloritoid, garnet, Tabs. 3 and 4) indicate a progressive trend. The conditions of Alpine regional metamorphism worked under estimated temperatures ranging between 350 and 500 °C, and under lower to the middle pressure conditions (roughly 3 ± 1 kb). In the zones of intensive metamorphism

the geothermal gradient reached 40 - 60 °C/km, locally perhaps, even more. The Alpine reworking of the basement metapelites is characterized by an infiltration metamorphism and relatively higher fluid pressure, which could have contributed to reduction of the lithostatic pressure. No additional hypotetic, extra-tectonic load, besides of that, exerted by the Mesozoic cover sediments (1 - 2 km) and the southernmost Gemicum elements (cca 5 - 8 km), is needed to explain the above conditions.

The above petrological study is broadly linked with the results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings, carried out preferably on the rocks with apparent postkinematic blastesis of micas and amphibole. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses on mineral concentrates (Fig. 11), performed in geochronological laboratory of BVFA Arsenal in Vienna led by W. Frank, range from the Early- to the Late Cretaceous age. Following $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra, carried out by laser microprobe method (H. Maluski, laboratory URA-CNRS in Montpellier), on the newly-formed minerals in metapelites were also used in interpretations: amphibole 87.4 (± 2.6), muscovite 87.2 (± 0.2) Ma (vz. 8218/1, see arrow in Fig. 1) and on the sample 9632/6: amphibole 115.3 (± 1.9), muscovite 86 (± 4.6) and biotite 80 (± 0.8) Ma (Kováčik and Maluski, 1995). In accord with a number of data reported by Maluski et al. (1993) and Dallmeyer et al. (1993), four age spectra (amphibole, two muscovite and biotite) cluster within a narrow time span 86 - 88 Ma, which probably indicates an accelerating rate of normal uplift. This can immediately predate emplacement of the so called higher superficial nappes. Cooling down of certain blocks of the basement has also taken place during the depositional time of the Upper Cretaceous Gossau beds; as shown by the datings made on biotites (80, 75.1 Ma). These ages may reflect the age of postorogenic extension characterized by only minor deformations. The age spectra of newly formed amphiboles from metapelites (87.5, 105 and 115.3 Ma), along with two amphiboles from amphibolites (109.9 and 111.2 Ma), may probably shift the manifestations of the Alpine metamorphism down to the Albian. Absence of the age records in the range 88 - 105 Ma is also noteworthy.

Older ages obtained on amphiboles from metabasites (150 and 137.3) are considered to indicate an incomplete Alpine rejuvenilization of Pre-Alpine metabasites. On the other hand, the older muscovites (122.9 and 134 Ma) are envisaged to demonstrate an excess Ar-pattern, which is due to intensive secondary muscovitization (however, neither in case of the Albian amphiboles from the metapelites we are able to totally exclude potential excess of Alpine Ar). The Alpine

metamorphism can be confined to the late Middle- up to the beginning of the Upper Cretaceous times and it is generally associated with the uplifting movements, which operated during relatively shorter time period. This assumption is based also on metamorphic temperature constraints, similar to blocking temperatures of K/Ar system of analysed minerals. Petrographic phenomena, ascribed to Alpine metamorphism (occurrence of biotite, garnet, margins, new-formed vs. older staurolite ...), as well as the geochronological data indicate an increase in thermal reworking from SW to NE.

The model implying convective fluid flows, operating due to higher heat flow as well as the differences in permeability of the rocks (e. g. Loosveld, Etheridge, 1990; Yardley, 1986), seem to fit the geodynamical interpretation of Alpine metamorphism of the Southern Veporicum. The question,

what was the source of enhanced thermal flow, can be explained by a mechanism of ascending asthenospheric mantle material, which could cause "convective removal of the lowermost lithosphere" (e. g. sensu Platt, England, 1994). Semiductile stretching lineation, which is approximately parallel to the b-axis of Alpine folding, probably developed during the process of collisional crustal thickening, reminiscent to that in the Eastern Alps (Ratschbacher et al., 1989). Apart from slightly stronger Alpine metamorphic overprint of the Mittelostalpine (sensu Tollmann, 1977) crystalline (e. g. area west of the Tauern Window, Frank et al., 1987), as compared to the Southern Veporicum, several petrographic-, tectonic and structural features, together with geochronological datings, indicate that both regions shared a common Eoalpine history.

Turmalín gemerických granitov

SHAH WALI FARYAD a KATARÍNA JAKABSKÁ

Katedra geológie a mineralógie, F BERG Technická univerzita, Letná 9, 042 00 Košice

(Doručené 29.4.1996, revidovaná verzia doručená 27.5.1996)

Tourmalines from Gemeric granites, Western Carpathians, Slovakia

This study focus on chemical composition of tourmalines from five granite localities in Gemericum. Compositionally the tourmalines correspond mostly to schorl or they have high sholr contents. According to major oxides, mainly MgO contents, the tourmalines are classified into two groups. They indicate close relations to chemical composition of the host granitic rocks. Some tourmaline analyses, having relatively higher MgO contents, seem to be formed by hydrothermal-metasomatic processes.

Key words: Tourmaline, composition, granites, Gemericum, Western Carpathians

Úvod

V posledných rokoch pri riešení petrogenézy hornín popredné miesto zaujímajú akcesorické minerály, ako jeden z dôležitých zdrojov informácií o charaktere a pôvode magmatických hornín. V Západných Karpatoch sa ich výskum zameriaval prevažne na granitoidy (Broska et al., 1990; Jakabská a Rozložník, 1989; Jablonská et al., 1995). V gemerických granitoch, ktoré sú predmetom našej pozornosti, sa skúmali aj granáty (Faryad a Dianiška, 1989) a zistili sa sférické akcesórie rozličného zloženia (ferosilikátové, alumíniové, železité a silikátové; Jakabská a Rozložník, 1989). Cieľom tejto štúdie je priblížiť povahu a rozdiely v zložení turmalínu, ktorý sa často pokladá za spoľahlivý indikátor zloženia fluidu a prchavých látok, ale aj P a T parametrov počas kryštalizácie magmy.

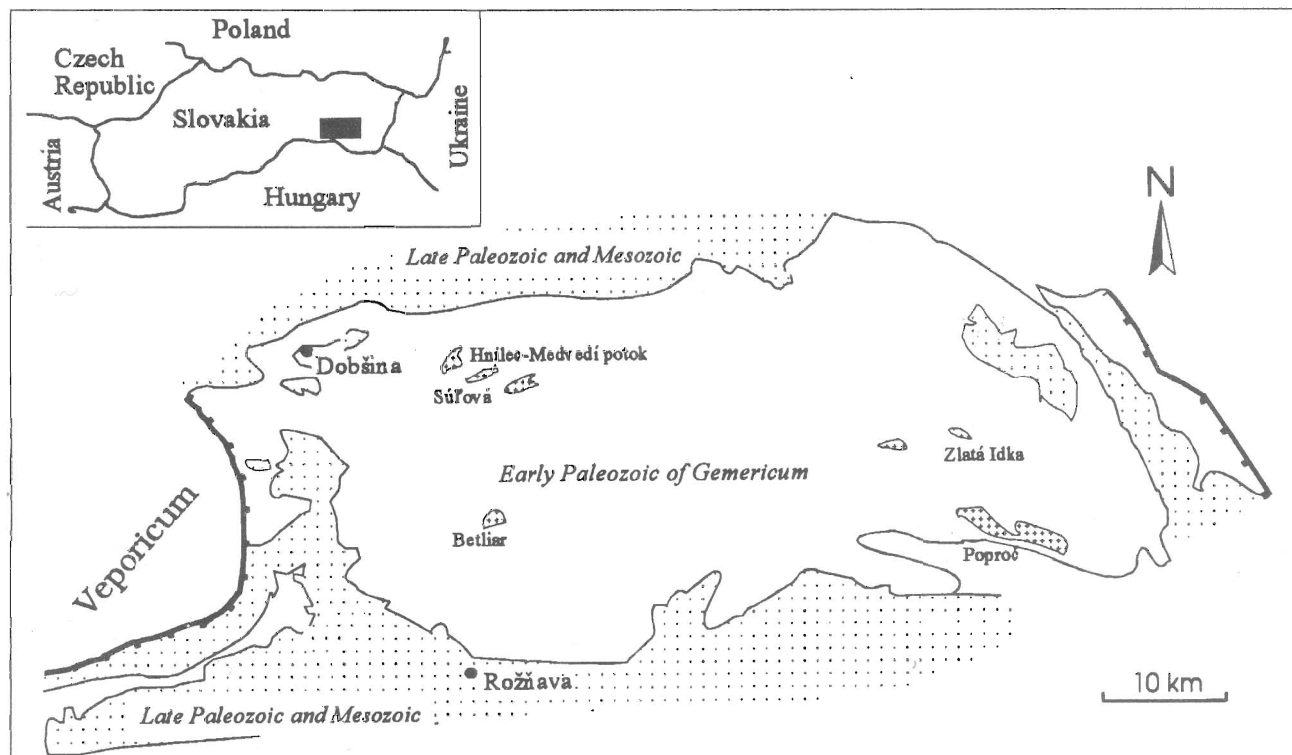
Vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vystupujú granitoidy na povrch na niekoľkých miestach (Poproč, Zlatá Idka, Humel, Betliar a Hnilec, obr. 1). Prítomnosť granitoidov v hĺbke sa potvrdila geofyzikálnymi metódami, ale aj vrtnými prácami (Plančár et al., 1977, Grecula a Kucharský, 1981; Snopko, et al., 1980). Vcelku možno gemerické granitoidy kvalifikovať ako granity, aplity, zriedka aj granodiority (Kamenický a Kamenický, 1955; Dianiška, 1977). Granitoidy oblasti Hnilca, ako aj niektoré skryté telesá (Dlhá dolina) čiastočne sprevádza greizenizácia, cínová a drahokovová mineralizácia (Malachovský et al., 1983). Podľa charakteru vzácnych zemín a pomeru Rb/Sr (Kováč et al., 1986) ide o granity typu S s relatívne vysokou frakciáciou granitoidnej magmy (Petřík et al., 1994). Celohorninové a minerálne Rb/Sr údaje poukazujú na permský vek (Kováč et al., 1986). Mladší (kriedový) vek, získaný väčšinou K-Ar metódou (Kantor a Rybár, 1979; Kováč et al., 1986), sa pokladá za výsledok alpínskeho prepracovania tejto oblasti.

Petrografická charakteristika vzoriek

Lokalita Hnilec-Medvedí potok

Na štúdium turmalínu sme použili dve vzorky granitu (1 a 2, tab. 1), ktoré pochádzajú z cínovej štôlne, z intervalu asi 40 a 25 m od styku greizenizovaných granitov a hornín rakoveckej jednotky. Prvou vzorkou je strednozrnný granit s alotriomorfnou nerovnomerne zrnitou štruktúrou. Okrem plagioklasu a K živca obsahuje aj kremeň, muskovit, v menšej miere biotit a akcesorický turmalín, fluorit, zirkón, apatit a rutil. Kremeň väčšinou vyplňa medzery medzi plagioklasom a K živcom, príp. vniká do živca a uzatvára jemné zrnká plagioklasu a turmalínu. K živec má pertitický vývoj a tvorí nepravidelné drobné zrná a výrastlice. Hypidiomorfné zrná plagioklasu s albitickým lamelovaním majú zloženie (stanovené metódou symetrickej zóny) albitu až oligoklasu. Na rozdiel od K živca je plagioklas silne sericitizovaný. Muskovit tvorí nepravidelné šupinky v intergranulách kremeňa a živcov, príp. zatláča živce. Turmalín, fluorit a apatit sú v podobe uzavrenín v kmeni a apatit aj v živcoch. Rutil a zirkón sa vyskytujú v biotite. Chemická analýza granitu je v tab. 1. Podľa CIPW noriem má 1,99 mol.% normatívneho korundu a 1,54 mol. % normatívneho hypersténu. Ich výpočet je podmienený prítomnosťou muskovitu a biotitu v hornine.

Druhá vzorka granitu je podľa zloženia a štruktúry podobná prvej, avšak odlišuje sa vyšším podielom kremeňa a muskovitu. Bežná je muskovitizácia živcov a miestami muskovit spolu s kremeňom tvorí zhluky. Plagioklas je albitizovaný a obsahuje jemné stĺpcovité zrná minerálov epidotovej skupiny. Vysoký podiel kremeňa v hornine je zrejmy aj z normatívnych výpočtov (tab. 1). Vysoký podiel normatívneho korundu je spôsobený prítomnosťou muskovitu.



Obr. 1. Schematická geologická mapa a lokalizácia študovaných granitoidov (Hnilec-Medvedí potok, Súľová, Betliar, Poproč, Zlatá Idka).

Fig. 1. Schematized geological map of Gemicum with sample localities (Hnilec-Medvedí potok, Súľová, Betliar, Poproč, Zlatá Idka).

Lokalita Súľová

Vzorka je z granitového odkryvu v záreze cesty Súľová - Smrečianska. Ide o strednozrnný granit, ktorý sa stavbou a minerálnym zložením podobá prvej vzorke granitu z lokality Hnilec-Medvedí potok. Skladá sa z kremeňa, K živca, plagioklasu, biotitu, muskovitu a z akcesórií fluoritu, turmalínu, apatitu, rutilu, hematitu a zo zirkónu. Na rozdiel od pertitického K živca je plagioklas sericitizovaný. Hornina je mierne stlačená a kremeň rozdrvený na zrníčka vytvárajúce mozaikovitú stavbu. V porovnaní so vzorkou granitu z lokality Hnilec-Medvedí potok (vzorka 1, tab. 1) má hornina relatívne vyšší obsah normatívneho ortoklasu a albitu. Vzhľadom na nízky podiel biotitu v hornine sa zdá, že sa prevažná časť Fe a Mg viaže na turmalín.

Lokalita Betliar

Vzorka granitu s turmalínom pochádza z prirodzeného odkryvu na ľavej strane údolia. Strednozrnný porfyrický granit je z kremeňa, plagioklasu a K živca. V menšej miere je prítomný biotit a muskovit. Porfyrické zrná sú z pertitických zŕn K živca, ale aj plagioklasu, často posúhnutého sericitizáciou. Muskovit sa skladá z nepravidelných šupín, ktoré miestami uzatvárajú živce. Biotit tvorí idiomorfne až hypidiomorfne tabuľkovité zrná sýtozelenej až tmavozelenej farby. Čiastočne ho postihla chloritizácia a miestami ho zatláča muskovit. Z akcesorických minerálov je v ňom turmalín, apatit a zirkón.

Tab. 1
Chemické analýzy študovaných granitoidov gemicum
Chemical analyses of studied granitoids from Gemicum

Lokalita	Hnilec-Medvedí p.		Súľová	Betliar	Poproč	Zlatá Idka
	1	2				
SiO ₂	74,60	76,70	74,26	74,72	70,54	70,70
TiO ₂	0,14	0,00	0,00	0,34	0,42	0,05
Al ₂ O ₃	13,71	12,70	12,88	12,35	13,35	14,52
Fe ₂ O ₃	0,56	1,79	0,14	0,58	0,41	1,41
FeO	0,95	2,15	0,90	1,46	2,92	2,58
MgO	0,18	0,22	0,28	0,59	1,22	2,66
MnO	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,04
CaO	0,88	1,12	0,28	0,88	2,16	1,85
Na ₂ O	3,70	0,72	4,37	2,88	2,75	2,40
K ₂ O	3,84	3,20	4,66	4,50	4,39	3,20
P ₂ O ₅	0,20	0,00	0,00	0,17	0,15	0,01
H ₂ O ⁻	0,06	0,32	0,14	0,11	0,23	0,05
H ₂ O ⁺	0,32	1,08	0,69	0,56	0,43	0,79
Spolu	99,98	99,99	100,69	100,29	99,99	100,26
CIPW NORM v obj. %						
Q	35,87	56,42	29,29	37,68	29,74	34,97
C	1,99	6,02	0,14	1,55	0,51	3,77
Or	22,70	18,91	27,54	26,60	25,95	18,91
Ab	31,31	6,09	36,97	24,37	23,27	20,31
An	4,04	5,56	1,39	3,26	9,74	9,11
Hy	1,54	2,99	2,23	3,18	7,39	10,19
Mt	0,81	2,60	0,20	0,84	0,59	2,04
Il	0,27	0,00	0,00	0,65	0,80	0,09
Ap	0,45	0,00	0,00	0,40	0,34	0,02

V porovnaní s predchádzajúcimi vzorkami má tento granit vyšší podiel normatívneho hypersténu, čo spôsobuje relatívne vyšší podiel biotitu (tab. 1).

Lokalita Poproč

Ide o stredozrnný granit s porfyrickou štruktúrou z prieskumnej štôlne Ferdinand. Okrem plagioklasu a K živca, ktoré miestami tvoria výrastlice, ho tvorí kremeň a biotit. Tabuľkovité, často hypidiomorfne zrná biotitu sú čiastočne chloritizované. Pre plagioklas je charakteristická častá premena na sericit a minerály epidotovej skupiny. Väčšina vzoriek plagioklasu má zloženie (namerané podľa metódy symetrickej zóny) oligoklasu. Z K živcov prevláda mikroklin nad ortoklasom.

Z akcesorických minerálov sa v ňom vyskytuje apatit, zirkón, turmalín, rutil a rudné minerály. Podľa minerálneho a chemického zloženia možno horninu označiť ako granodiorit. V porovnaní s ostatnými vzorkami má relatívne nižší obsah SiO_2 a vyšší Fe_t a Mg (normatívny hyperstén), ktorý sa väčšinou viaže na biotit. CaO sa viaže na anortitovú zložku v plagioklase.

Lokalita Zlatá Idka

Vzorka je z granitu štôlne Henel a skladá sa hlavne z plagioklasu, K živca, kremeňa a biotitu. Okrem drobných zrn živce tvoria porfyrické výrastlice, ktoré sú v prípade K živca veľké až 1 cm. Plagioklas, najmä v centrálnej časti zrn, postihla sericitizácia a obsahuje drobný stĺpčekovitý minerál epidotovej skupiny. K živec je pertitický a v porovnaní s plagioklasom je iba slabso postihnutý sericitizáciou. Hnedozelený biotit vystupuje ako samostatné zrnko a v podobe zhlukov drobných zrn. Je slabso postihnutý chloritizáciou a okrem apatitu a zirkónu obsahuje aj jemné ihličky rutilu a nepravidelné zrnko titanitu. Podľa chemického zloženia sa podobá granitu popročského typu, avšak odlišuje sa od neho vyšším obsahom MgO a Al_2O_3 . Vysoký obsah MgO, ako aj vysoký podiel normatívneho hypersténu súvisia s prítomnosťou biotitu, ktorý je popri kremeň a živcoch hlavnou minerálnou fázou v hornine.

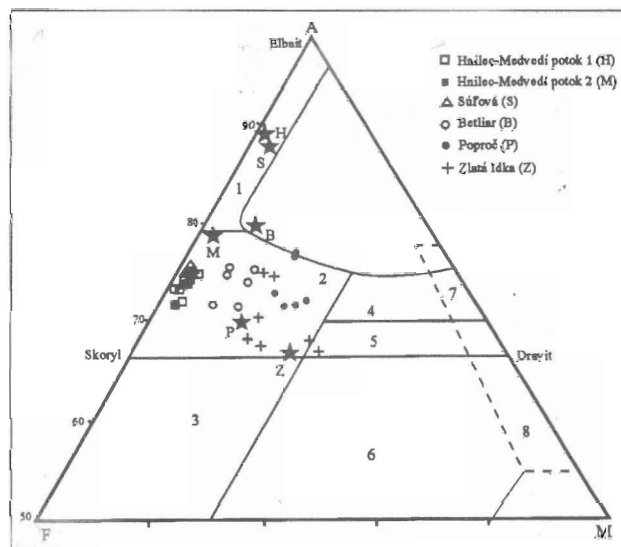
Chemické zloženie turmalínov

Analyzované turmalíny tvoria samostatné zrná, prípadne zhluky veľké 0,1 - 1 mm. V niektorých prípadoch, napríklad na lokalite Betliar, vytvárajú stĺpčekovité zrná s radiálnolúčovitým usporiadaním. Turmalín sa zvyčajne vyskytuje v intergranulách kremeňa, živcov, niekedy aj na kontakte s biotitom. Najčastejšie má hnedú až zelenkavohnedú farbu so svetlohnedým lemom. Vzorky turmalínu z lokality Zlatá Idka a Poproč sú červenkavohnedé. Pre stĺpčekovitý turmalín z betliarskeho granitu je charakteristická svetlozelená farba s modrým odtieňom.

Chemické zloženie študovaných vzoriek turmalínu je v tab. 2 a štandardy použité pri ich analýze v práci Faryada (1994). Obsah B vo vzorci bol vypočítaný na základe stochiometrie turmalínu. Podľa chemických analýz (tab. 2) možno študované vzorky turmalínu pokladať za skoryl,

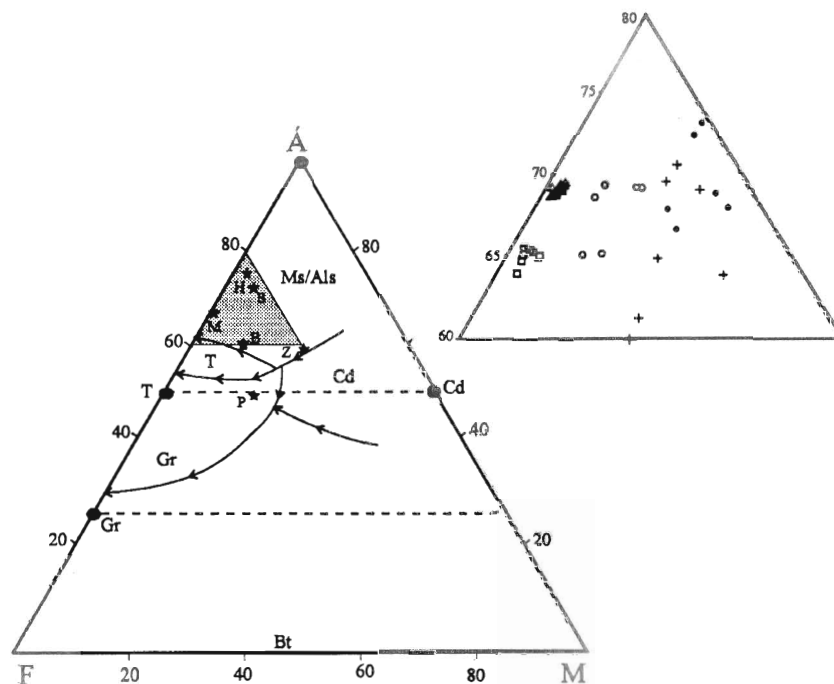
resp. turmalín bohatý na skoryl. Všetky analýzy majú pomerne nízky obsah Mn (0 - 0,06 atómov vo vzorci). Hodnoty Al v pozícii Y sa pohybujú medzi 0,3 - 0,8. Hlavný rozdiel je v obsahu Fe a Mg. Na tento účel sa zvolil diagram AFM ($\text{Al}_2\text{O}_3:\text{FeO}:\text{MgO}$) a ÁFM ($(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) : (\text{FeO} + \text{MnO}) : \text{MgO}$) (obr. 2 a 3.). V oboch diagramoch sú projektované aj chemické analýzy hornín. Podľa rozptylu projekčných bodov turmalínu, hlavne podľa obsahu Mg, možno študované vzorky turmalínu rozdeliť do dvoch až troch skupín. Do prvej skupiny patrí turmalín z lokality Hnilec-Medvedí potok a Súľová, ktorý je bohatý na Fe (skorylová molekula) a koncentruje sa v blízkosti spojnice AF (obr. 2), do druhej turmalín z lokality Zlatá Idka a Poproč, ktorý je posunutý smerom k Mg. Niektoré analýzy turmalínu z lokality Zlatá Idka vykazujú až 35 % dravitovej molekuly (tab. 2). Na rozdiel od prvej skupiny analýzy turmalínu so zonálnou stavbou sú rozptýlené. Vysoký obsah Mg pochádza z okrajových častí turmalínu. Turmalín z Betliara tvorí prechod medzi uvedenými skupinami.

AFM diagram (obr. 2) zároveň vyjadruje príslušnosť turmalínu k rozličným litologickým typom hostiteľskej horniny. Takmer vo všetkých prípadoch sa turmalín kon-



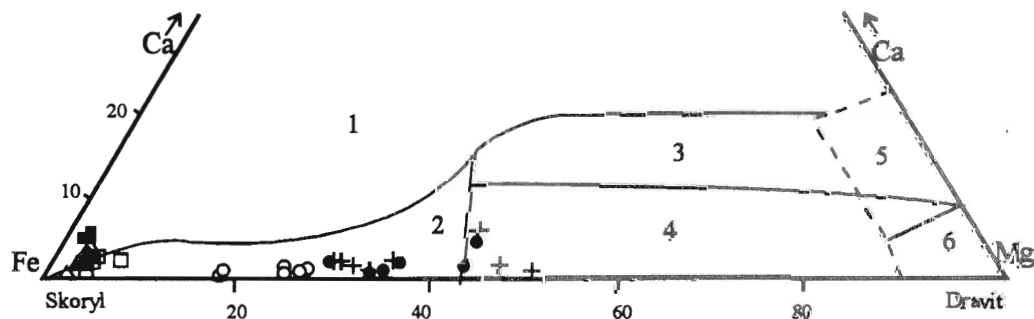
Obr. 2. Al-Fe-Mg diagram pre vápenato-silikátové horniny a metapelite s obsahom turmalínu z rozličných typov hornín (podľa Henryho Guidottiho, 1985). 1 - granitoidy, pegmatity a aplity bohaté na Li, 2 - granity, pegmatity a aplity chudobné na Li, 3 - kremeňovo-turmalínové horniny (hydrotermálne alterované granity) so zvýšeným obsahom Fe^{3+} , 4 - metapelite a metapsamity s nasýtenou Al fázou, 5 - metapelite a metapsamity bez Al fázy, 6 - kremeňovo-turmalínické horniny bohaté na Fe^{3+} , 7 - horniny s nízkym obsahom Ca, metaultramafické a metasedimenty bohaté na Cr, V, 8 - metakarbonáty a metapyroxenity. Hviezdičky označujú chemické zloženie granitov.

Fig. 2. Al-Fe-Mg diagram for tourmaline from various rock types (Henry Guidotti, 1985). 1 - Li-rich granitoids, pegmatites and aplites, 2 - Li-poor granitoids, pegmatites and aplites, 3 - Fe^{3+} - rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermally altered granites), 4 - metapelites and metapsammites coexisting with an Al-saturating phase, 5 - metapelites and metapsammites not coexisting with an Al-saturating phase, 6 - Fe^{3+} - rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks and metapelites, 7 - low-Ca metaultramafics and Cr-V-rich metasediments, 8 - metacarbonates and meta-pyroxenites. Stars indicate chemical composition of studied granites and aplites.



Obr. 3. ÁFM diagram znázorňujúci pole stability turmalínu (T) skorylovo-dravitej série (Benard et al., 1985). Topológia biotitu (Bt), cordieritu (Cd), granátu (Gr), muskovitu, príp. Al silikátu (Ms/Als) je z práce Abbotta (1981). Ostatné vysvetlivky ako na obr. 2.

Fig. 3. ÁFM diagram showing the location of a stability field for tourmaline of the schorl-dravite series (Benard et al., 1985). Topology consistent with a tourmaline-aluminium silicate (Als) or muscovite (Ms)-cordierite (cd) (Abbott, 1981). Bt-biotite, Gr- garnet. Other symbols as in Fig. 2.



Obr. 4. Ca-Fe-Mg diagram turmalínu z rozličných typov hornín (podľa Henryho Guidottiho, 1985). 1 - granitoidy a pegmatity bohaté na Li, 2 - granitoidy a pegmatity chudobné na Li, 3 - metapsamity a metapelity bohaté na Ca a vápenato-silikátové horniny, 4 - metapelity chudobné na Ca a kremeňovo-turmalinické horniny, 5 - metakarbonáty, 6 - metaultramafity.

Fig. 4. Ca-Fe-Mg diagram for tourmaline from various rock types (Henry Guidotti, 1985). 1 - Li-rich granitoids, pegmatites and aplites, 2 - Li-poor granitoids, pegmatites and aplites, 3 - Ca-rich metapelites, metapsammities and calc-silicate rocks, 4 - Ca-poor metapelites, metapsammities and quartz-tourmaline rocks, 5 - metacarbonates, 6 - metaultramafites.

centruje do pola turmalínu chudobného na Li. Výnimku tvoria niektoré vzorky turmalínu zo Zlatej Idky, ktorý zasahuje do pola metapelitov a metapsamitov, ale aj hydrotermálne alterovaných granitov. Odlišnosť takéhoto turmalínu, ale aj turmalínu z Poproča vidieť aj v Ca-Fe-Mg diagrame (obr. 4), v ktorom niektoré analýzy ležia v poli metapelitov.

Zloženie vzoriek turmalínu, najmä obsah Mg, vykazuje blízky vzťah k hostiteľskej hornine (obr. 2 a 3). Relatívne vysoký obsah X_{Mg} má granit a turmalín zo Zlatej Idky, Poproča a sčasti aj z Betliara. ÁFM diagram (obr. 3) vyjad-

ruje možné pole stability turmalínu (Benard et al., 1985) a typológiu biotit, granát, cordierit a Al silikát, príp. muskovit (Abbott a Clark, 1979). S výnimkou popročského granitu sa všetky vzorky do pola koncentrujú, kde má granit obsahovať muskovit, príp. Al silikát. Projektčný bod popročského granitu je pre vyšší podiel biotitu posunutý smerom k biotitu a nachádza sa v poli granátu. Výskyt granátu v tomto granite už opísal Faryad a Džaniška (1989). Vzorka zo Zlatej Idky je v súlade s relatívne vysokým podielom Mg a zároveň aj normatívneho cordieritu (tab. 1) posunutá k hranici pola muskovitu a cordieritu.

Diskusia a záver

Pre turmalín magmatického pôvodu je typický vysoký podiel Fe/Mg a homogénna stavba (Manning, 1982; London a Manning, 1996). Naopak turmalín hydrotermálneho pôvodu môže byť zonárny s relatívne vyšším obsahom Mg, ktoré smerom k okraju zfn izomorfne nahrádza Fe. Vysoký podiel Mg v turmalíne tohto pôvodu sa pokladá za výsledok interakcie hydrotermálnych roztokov medzi granitom a okolitými sedimentmi (Pichavant and Manning, 1984; Roda et al., 1996; London a Manning, 1996). V rámci študovaných vzoriek granitu oblasti gemerika má turmalín z Hnilca-Medvedieho potoka, Súľovej, ale aj Betliara znaky turmalínu magmatického pôvodu. V prípade lokality Poproč, ale hlavne niektorých vzoriek zonálneho turmalínu zo Zlatej Idky nie je vylúčený jeho hydrotermálny pôvod, resp. vplyv hydrotermálnych roztokov pri jeho tvorbe.

Pri zisťovaní pôvodu turmalínu z gemerických granitov treba vychádzať zo vzťahov medzi zložením turmalínu

a hornín, ktoré navzájom dobre korelujú (obr. 2). V súlade s údajmi Benarda et al. (1985) kryštalizácia turmalínu závisí od zloženia magmy (obsahu B, Al, Fe, Mg, Mn), ale najmä od fugacity $O f(O_2)$. Turmalín a asociujúce minerály z granitoidov spravidla bývajú bohaté na Fe a podiel Fe/(Fe+Mg) v turmalíne rastie smerom ku kyslejšim variétam - aplitom. Podľa tohto kritéria má turmalín z lokality Hnilec-Medvedí potok a Súľová jednoznačne magmatický pôvod. Turmalín zo Zlatej Idky je bohatý na MgO a niektoré analýzy sa v AFM diagrame koncentrujú blízko poľa turmalínu, resp. v poli turmalínu z metapelitov. Turmalín z lokality Betliar a Poproč síce má relatívne vysoký obsah MgO, ale jeho priemetné body ležia v poli turmalínu magmatického pôvodu. Táto distribúcia turmalínu v AFM diagrame sa dobre zhoduje so zložením hostiteľskej horniny. Turmalín bohatý na Fe pochádza z granitov až aplitov lokality Hnilec-Medvedí potok, Súľová a turmalín s relatívne vyšším obsahom Mg z granitov Poproča a Zlatej Idky.

Benard et al. (1985) na základe experimentálneho štúdia kryštalizácie turmalínu získali vyššiu teplotu pri turmalí-

Tab. 2
Reprezentatívne chemické analýzy turmalínu z gemerických granitoidov
Representative microprobe analyses of tourmalines from Gemericgranitoids

Lokalita	Hnilec-Medvedí potok				Súľová	Betliar		Poproč		Zlatá Idka	
	1	2									
Analýza	c	r	c	r	c	r	c	r	c	c	r
SiO ₂	34,37	34,13	34,29	33,97	34,41	34,53	34,07	34,82	36,20	35,49	36,03
TiO ₂	0,54	0,65	0,19	0,07	0,20	0,36	0,22	0,26	0,27	0,98	0,55
Al ₂ O ₃	32,46	32,23	32,20	33,68	33,97	33,04	34,05	33,39	35,70	32,96	31,46
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04
FeO	14,55	15,17	15,49	14,79	14,09	14,98	12,52	13,24	9,30	11,16	12,04
MnO	0,39	0,18	0,44	0,29	0,29	0,42	0,10	0,09	0,00	0,00	0,93
MgO	0,42	0,41	0,40	0,33	0,24	0,25	1,63	1,66	2,92	3,45	3,63
CaO	0,06	0,07	0,06	0,08	0,04	0,04	0,08	0,14	0,22	0,47	0,26
Na ₂ O	2,14	2,19	2,27	1,95	1,91	1,95	1,99	1,87	1,76	1,96	2,19
K ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,06	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,00	0,02
B ₂ O ₃	10,09	10,06	10,07	10,12	10,18	10,16	10,19	10,26	10,64	10,47	10,39
H ₂ O	3,48	3,47	3,48	3,49	3,51	3,51	3,52	3,54	3,67	3,61	3,58
Spolu	98,57	98,61	98,94	98,83	98,98	99,27	98,39	99,32	100,72	100,65	100,22
Prepočet na 29 (C)											
Si	5,920	5,894	5,917	5,833	5,873	5,908	5,811	5,898	5,913	5,892	6,028
Al _t	0,080	0,106	0,084	0,167	0,127	0,092	0,189	0,102	0,087	0,108	0,000
ΣT	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al ₂	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al ₃	0,510	0,455	0,465	0,649	0,705	0,570	0,655	0,563	0,786	0,340	0,203
Ti	0,070	0,084	0,025	0,009	0,026	0,046	0,028	0,033	0,033	0,122	0,069
Cr	0,004	0,000	0,003	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,005
Fe	2,056	2,191	2,235	2,124	2,011	2,143	1,786	1,875	1,276	1,549	1,685
Mn	0,057	0,026	0,064	0,042	0,042	0,061	0,014	0,013	0,000	0,000	0,004
Mg	0,108	0,106	0,103	0,085	0,061	0,064	0,414	0,419	0,711	0,854	0,905
ΣY	2,845	2,862	2,894	2,909	2,856	2,884	2,898	2,903	2,801	2,867	2,872
Ca	0,011	0,013	0,011	0,015	0,007	0,007	0,015	0,025	0,039	0,084	0,047
Na	0,715	0,733	0,759	0,649	0,632	0,647	0,658	0,614	0,557	0,631	0,710
K	0,009	0,009	0,007	0,013	0,011	0,009	0,004	0,011	0,006	0,000	0,004
ΣX	0,735	0,755	0,777	0,677	0,650	0,663	0,677	0,650	0,602	0,714	0,761
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

c - označuje stred a r okraj zrna; r and r indicate core and rim of grains

ne s relatívne vysokým obsahom Mg a predpokladajú možnosť tvorby regresívne zonálneho turmalínu s poklesom Mg smerom k okraju zŕn v granite. V našom prípade takmer každá vzorka turmalínu (okrem lokality Zlatá Idka) vykazuje pokles MgO smerom k okraju zŕn. Tieto vzťahy spolu s celkovým podielom MgO v turmalíne a druhu hostiteľskej horniny poukazujú na súvislosť tvorby turmalínu s teplotou kryštalizácie magmy gemickej granitov. Turmalín s vyšším X_{Mg} , ale aj rast tohto pomeru smerom k okraju zŕn z lokality Zlatá Idka skôr potvrdzujú možnosť vzniku turmalínu hydrotermálne-metasomatickou cestou a vplyvu okolitých hornín.

Hoci študované vzorky turmalínu nereprezentujú všetky typy gemickej garnitoidu jednotlivých lokalít, získané údaje poukazujú na význam turmalínu pri genéze granitov. Okrem celkového zloženia garnitoidov a fluidného režimu v procese magmatizmu môžu pomôcť pri objasňovaní možného vplyvu interakcie fluid medzi granitom a okolitými horninami. Výsledky sú v súlade s doterajšími údajmi o chemickom a minerálnom zložení, príp. o ložiskovom potenciáli gemickej granitov (Dianiška, 1983; Malachovský et al., 1983; Jakabská a Rozložník, 1989; Faryad a Dianiška, 1989; Grecula et al., 1995). Isté rozdiely medzi garnitoidmi Hnilca a Súľovej a betliarskym a popročským typom, ktoré vyplývajú z morfológie zirkónu (Jakabská a Rozložník, 1989), sa prejavujú aj v zložení turmalínu (obr. 2 - 4). Na koreláciu výskytov gemickej garnitoidov, resp. možnej rudonosti niektorých typov treba dokumentovať turmalín z každého typu granitov lokalít.

Podakovanie. Analýzy turmalínu vyhotovil mineralogický ústav Univerzity v Bochume (Nemecko). Cenné pripomienky Š. Dávidovej k rukopisu zlepšili túto prácu.

Literatúra

- Abbott, R. N., 1981: AFM liquidus projections for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Canad. Mineralogist*, 19, 103 - 110.
- Benard, F., Moutou, P. & Pichavant, M., 1985: Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in siliceous magmas. *J. Geology*, 93, 271 - 291.
- Broska, I., Bibiková, E. V., Gračeva, T. V., Makarov, V. A. & Caño, F., 1990: Zircon from granitoid rocks of the Tribeč - Zobor crystalline complex: its typology, chemical and isotopic composition. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 393 - 406.
- Dianiška, I., 1977: Kontaktné metasomatické prejavy v okolí granitových telies juhovýchodnej časti SGR. In: *Grecula, P. et al.: SGR - východ, záverečná správa Cu + komplexné zhodnotenie*, Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves.
- Faryad, S. W., 1994: Mineralogy of Mn-rich rocks from greenschist facies sequences of the Gemericum, West Carpathians, Slovakia. *N. Jb. Mineral., Mh.*, 10, 464 - 480.
- Faryad, S. W. & Dianiška, I., 1989: Garnets from granitoids of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 715 - 734.
- Grecula, P. & Kucharský, R., 1981: Komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia východnej časti SGR. [Záverečná správa.] Manuskript - GP Spiš. Nová Ves, 301.
- Grecula, P. et al., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Geocomplex*, 1, 834.
- Henry, D. J. & Guidotti, C. V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist*, 70, 1 - 15.
- Jablonská, J., Pupin, J. P. & Timčák, G. M., 1995: Morphological and microchemical assessment of zircons in granite specimens from the Čierna Hora Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 46, 4, 241 - 251.
- Jakabská, K., Rozložník, L., 1989: Zircons of Gemic granites (West Carpathians - Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 2, 141 - 160.
- Jakabská, K. & Rozložník, L., 1989: Spherical accessories ("spherules") in Gemic granites (West Carpathians - Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 3, 305 - 322.
- Kamenický, J. & Kamenický, L., 1955: Gemicidné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zb.*, 41, 3 - 73.
- Kováč, A., Svíngor, E. & Grecula, P., 1979: Nové údaje o veku gemickej granitov. *Mineralia slov.*, 11, 1, 71 - 77.
- London, D. & Manning, D. A. C., 1996: Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa)*, 90, 3, 495 - 519.
- Malachovský, P. et al., 1983: ZS SGR-vysokotermálnej mineralizácie-VP, So, W, Mo rudy, stav k 18.8.1983. *Manuskript - GP Spiš. Nová Ves*.
- Manning, D. A. C., 1982: Chemical and morphological variations in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand. *Mineral. Mag.*, 45, 139 - 147.
- Pichavant, M. & Manning, D. A. C., 1984: Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites, the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, 31 - 50.
- Petrík, I., Broska, I. & Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rock, tectonic setting and relation to the Variscan structure. *Geol. Carpath.*, 45, 5, 283 - 291.
- Plančár, J., Filo, M., Šeňa, J., Šnopska, L. & Kliwec, A., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia ťažkých a magnetických omlín v Slov. rudohor. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 7 - 44.
- Roda, E., Pesquera, A. & Velasco, F., 1986: Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeña area, Salamanca, Spain. *Canad. Mineralogist*, 33, 835 - 848.

Tourmalines from Gemic granites, Western Carpathians, Slovakia

The tourmalines were taken from granites and aplites cropped out in five localities in the Gemericum (Hnilca-Medvedí potok, Súľová, Betliar, Poproč and Zlatá Idka, Fig. 1). The first two localities are characterized by the presence of greisenized granites, partly accompanied by tin-mineralization. The most common minerals of all studied granites and aplites are quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, muscovite and accessory zircon, tourmaline and apatite. The Hnilca-Medvedí potok granites and aplites additionally contain fluorite. Chemical composition of granitic rocks is given in Table 1.

Compositionally tourmalines correspond to schorl or schorl-rich tourmalines (Tabs. 2 - 7). According to Fe and Mg contents (Figs. 2 a 3) the tourmalines are classified into two or three groups. The first group represents Fe-rich tourmalines from Hnilca-Medvedí potok and Súľová. The second group tourmalines, containing relatively high amounts of MgO, come from Zlatá Idka and Poproč. Tourmalines from the Betliar locality form a transition between above mentioned two groups.

Except of some analyses from the Zlatá Idka, that fall in the field of hydrothermally altered granites or sedimentary rocks (Figs. 2 and 4), all tourmalines are concentrated in Li-poor granites field. They indicate close relations to the host rocks (Figs. 2 and 3). Schorl occurs in aplite varieties and the intermediate end-member between schorl and dravite come from granites with relatively low SiO_2 contents. Most tourmalines reveal zoned crystals with MgO decreasing towards rim. Consistently with data from Benard et al. (1985), such zoned tourmalines indicate a decrease of temperature during crystallization of granitic magma. An increase of MgO towards rim in the Zlatá Idka tourmaline suggests their possible formation during late hydrothermal processes. The higher MgO content in tourmaline as well as increase of MgO towards rim of tourmaline grains were probably favoured by fluid interaction between granite and surrounding sedimentary rocks.

Kontaminácia pôdy a aktívnych riečnych sedimentov Malých Karpát (oblasť Pezinok - Pernek)

JOZEF VESELSKÝ, JOZEF FORGÁČ a SALEM YASEEN MEJEED

Prírodovedecká fakulta UK, katedra geochemie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 9.4.1996)

Contamination of soils and stream sediments in the Pezinok - Pernek region of Malé Karpaty Mts.

Total contents of several heavy metals, viz. Cu, Zn, Pb, Hg, Co, Ni, Cr, Se, Cd, As, and Sb have been determined for soil and stream sediments from the region of Pezinok - Pernek. This region is famous for its important ore deposits in the Malé Karpaty Mts. and is geologically mainly built by crystalline rocks of polymetamorphic pelitic-psammitic rocks, basalts and their tuffs, and granitoids.

Sampling of soils and as long as possible of their close stream sediments has been performed on a fixed track in this region. Limits of Geochemical anomalies have been determined at probabilities of 95 % and 99 %. Anomalous values or only elevated values of polymetallic elements, mainly Zn, Pb and as well as Cu and Se were found at areas of occurrence of polymetallic mineralization such as št. Gašpar and Cajlanské homole or at areas of ore-dressing activities in the past. Elevated contents of Ni and Co could be attributed to the weathering of sulphidic ores, and in case of Cr and other metals to the weathering of black shales and some basic rocks as well. Contents of Sb and As prominently exceeds limits of geochemical anomalies and limits of contamination and this is particularly in the area of Pezinský potok (brook) where it extends up to the borders of Pezinok city. The source of these elements could be substantially attributed to not so long ago stopped mining and dressing activities of Sb ore deposits occurring in this region.

Further research is needed for the assessment of the influence of contamination and possible remediation in the area.

Key words: Heavy metals, soils, stream sediments, Malé Karpaty Mts.

Staropaleozoické kryštalinikum Malých Karpát sa rozdeľuje na oblasť bratislavského a modranského masívu. Ich dominantnú časť tvoria granitoidné horniny a na povrchu ich oddeľuje litologicky a metamorfne variabilná zóna peziňsko-perneckého kryštalinika (Cambel, 1958, 1959).

V poslednom čase Putiš (1987) a Krist et al. (1992) uvádzajú, že sa staršie paleozoikum skladá z dvoch hlavných alpínskotektonických segmentov, a to bratislavského a modranského, rozčlenených modranskou prešmykovou vrásovou zónou. Podľa Putiša (1987) táto zóna neoddeľuje odlišné tektonické jednotky kryštalinika. Kryštalinikum po oboch stranách zóny je z hľadiska litológie, metamorfózy a vzťahu k modranskej granodioritovo-kremítodioritovo-granitovej intrúzií veľmi podobné a je súčasťou oboch segmentov.

Krist et al. (1992) v metamorfnom kryštaliniku vyčleňujú štyri litologické súvrstvia, a to pernecké, peziňské, harmónske a dolianske.

Peziňské súvrstvie pôvodne predstavovalo sedimenty zložené najmä z pelitov (90 %), ktoré výrazne prevažujú nad svetlými psamitmi, menej je bazaltov a ich tufov a miestami sú tenké polohy slienitej bridlice a vápenca. Pernecké súvrstvie bolo peliticko-psamitické, miestami smerom do vrchnejších častí rastie zastúpenie psamitickej zložky a obsahuje aj kvarcitické

a kvarciticko-grafitické pelity a psamity, v ktorých sa vyskytujú telesá bazík a ich tufov.

Uvedené súvrstvia po sedimentácii podľahli hercýnskej metamorfóze. Postupnosť hercýnskych tektono-metamorfnych udalostí bola nasledujúca:

1. Regionálnometamorfne vrásnenie v biotitovej až biotitovo-granátovej zóne, ktorej výsledkom je vrásovostržný tektonický štýl.

2. Periplutonický metamorfizmus, ktorý sprevádzal intrúzie bratislavského v podstate granitu monzonitu a postihol iba peziňské súvrstvie. Metamorfóza bola naložená na regionálnu metamorfózu. Tento typ zonálnosti spravidla odráža regionálno-periplutonické podmienky (Korikovskij a Cambel et al., 1984).

3. Intrúzia modranského granodioritového telesa prenikla do perneckej a harmónskej série, medzi ktorými sú rané tektonické priechody. Cordieritovo-andaluzitovo-biotitová zóna je typickým produktom kontaktno-metamorfneho pôvodu na staršiu regionálne metamorfovanú biotitovú alebo biotitovo-granátovú zónu (Putiš in Maheľ et al., 1983; Korikovskij et al., 1985).

4. Uplatnením mladšej hercýnskej tektoniky sa mariánsko-peziňská jednotka premiestnila do blízkosti perneckej a harmónskej a vznikla typická vejárovitá, postupne klesajúca metamorfna foliácia s priečnou klívažou smeru SZ - JZ.

Alpínske štruktúry Malých Karpát, a to najmä z hľadiska čiastkových permsko-mezozoických príkrovov a ich vzťahu ku kryštaliniku študoval Plašienka a Putiš (1987).

Metalogenéza

Metalogenéza Malých Karpát je samostatným problémom. Na vznik rudných ložísk a indícií nie sú vždy jednotné názory. Podľa Cambela (1959) a Cambela et al. (1990) sú antimonitové ložiská a polymetalické rudné indície epigenetické. Cambel (1959) predpokladal, že hydrotermálne roztoky a ich rudný obsah boli produktom konečných etáp variského granitoidného vulkanizmu. Pyritovo-pyrotínové zrudnenie je syngeneticko-sedimentárne, vznikalo so staropaleozoickými sedimentmi a spolu s nimi bolo metamorfované. Pyritové zrudnenie bolo geneticky späté s paleozoickým submarinným vulkanizmom bázičského a toleitoového charakteru. Mobilizácia a rekryštalizácia rúd boli spojené s periplutonickou metamorfózou vyvolanou granitoidným magmatizmom.

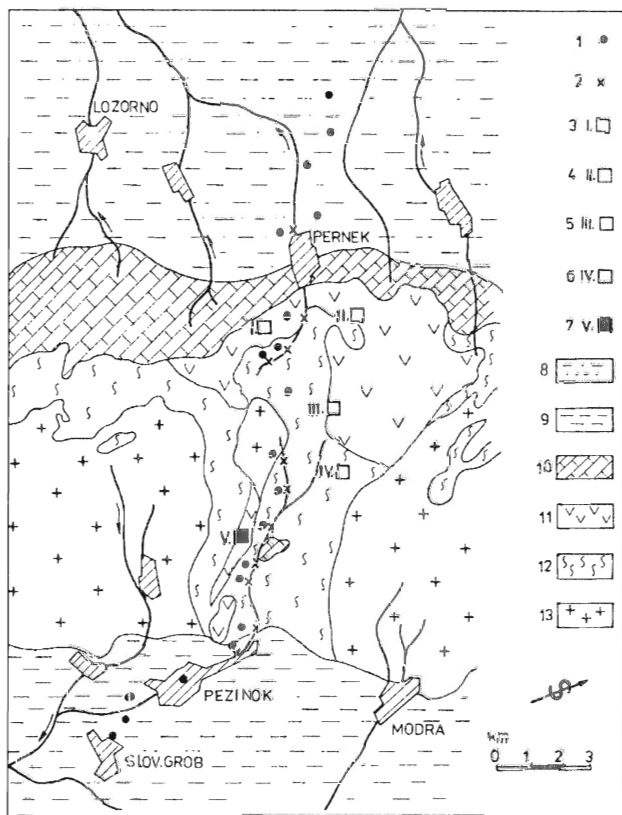
Štúdium geochemie rúd a hornín (Cambel a Jarkovský, 1967, 1969; Cambel a Khun, 1979; Polák, 1974; Cambel, 1981; Andráš, 1984, 1985, a i.) viedlo k názoru, že sa šb, ako aj prvky polymetálov (Pb, Zn, Cu) vzhľadom na vyšší obsah v amfibolite, a najmä v čiernych bridliciach počas metamorfózy mohli transportovať do priestorov vhodných na ich ložiskovú akumuláciu.

Cieľom tejto práce je podať informáciu, do akej miery sa rudné ložiská a indície v pezinoko-perneckom kryštaliniku zúčastňujú na kontaminácii pôdy a aktívnych riečnych sedimentov v pruhu Pezinok - Pernek. Ich lokalizácia je na obr. 1.

Metodika práce

Ťažké kovy v Malých Karpatoch sme sledovali v pôdnych profiloch a v aktívnych riečnych sedimentoch. Vzorok pôdnych profilov sa odobrali formou fixovaných profilov, t. j. na vybratých lokalitách, zoradených do pruhu prechádzajúceho pohorím, ktorý v horskej lesnatej oblasti v úseku Pezinok - Pernek a v podhorí prechádza na SZ, pokračuje po Podmalokarpatskej znížene do blízkosti Malaciek a na JV od pohoria do Podmalokarpatskej pahorkatiny až po Slovenský Grob. Lokalizácia odberu vzoriek je na obr. 1. Sledovali sme Zn, Cu, Pb, Sb, As, Ni, Co, Cd, Hg a v obmedzenej miere aj Se, Cr.

Vzorok pôdy sme odobrali odkopom v troch úrovniach, a to zo subhorizontu A_0 z hĺbky 3 - 5 cm, z horizontu A z hĺbky 5 - 20 cm a z horizontu B z hĺbky 20 až 50 cm. V pôde v podhorských oblastiach sa nedá vždy jednoznačne rozlíšiť subhorizont A_0 a horizont A tak ako v horskej lesnej oblasti, pretože v Podmalokarpatskej pahorkatine najčastejšie ide o poľnohospodársky obrábanú pôdu a v Podmalokarpatskej znížene spravidla o pôdu v borovicovom lese, kde sa pôdny profil pri výsadbe lesa naruší.



Obr. 1. Schéma rozmiestnenia študovaných lokalít pôdnych profilov a aktívnych riečnych sedimentov. 1 - lokality odberu pôdnych vzoriek, 2 - lokality odberu vzoriek aktívnych riečnych sedimentov, 3 - štôlna Gašpar (Pb-Zn zrudnenie), 4 - štôlna Valenčin (Sb zrudnenie), 5 - Trojárová štôlna (Sb zrudnenie), 6 - štôlna Augustín (pyritové zrudnenie), 7 - antimonitové ložisko Pezinok-Cajla, 8 - piesok, štrk, zlepenec, íl (neogén), 9 - vápnitý íl, piesok, piesčitý íl (neogén), 10 - mezozoikum, vcelku, 11 - amfibolity a ich klastiky, 12 - fylity, svory, svorové ruly, 13 - granitoidy.

Fig. 1. Locality map of studied soil profiles and stream sediments. 1 - soil samples, 2 - stream sediments, 3 - Gašpar drift (Pb-Zn ore deposits), 4 - Valenčin drift (Sb ore deposits), 5 - Trojárová štôlna (Sb ore deposits), 6 - Augustín ore deposit (sulphidic ore deposits), 7 - Pezinok - Cajla Sb ore deposit, 8 - sands, gravels, clays (Neogene), 9 - calcareous clays, sands, sandy clays (Neogene), 10 - Mesozoic, 11 - amphibolites and their clastics, 12 - phyllites, schists, 13 - granitoids.

Vzorok z aktívnych riečnych sedimentov sú z Pezinokského potoka (Hrubá Cajlanská dolina) a Perneckého potoka (Podbabská dolina) z jemného kalového materiálu. Pri odbere sa dbalo na to, aby obsahovali čo najviac ílovitého materiálu a čo najmenej organickej hmoty, ako aj na to, aby miesta odberu aktívnych riečnych sedimentov boli v blízkosti lokalít odberu pôdnych vzoriek. Vzorok v tabuľkách a obrázkoch majú rovnaké čísla ako vzorky aktívnych riečnych sedimentov (tab. 1 až 3; obr. 2 až 5).

Vzorok z pôdy a z aktívnych riečnych sedimentov mali hmotnosť 2 až 3 kg. Vysušili sme ich pri izbovej teplote a jemný ílovitý materiál sme od ílovitých hornín uvoľnili v porcelánovej miske porcelánovým tlákom. Potom sa materiál preosial a na zistenie obsahu ťažkých kovov sa použila frakcia pod 0,125 mm, na stanovovanie

Tab. 1
Pôda a aktívne riečne sedimenty v pruhu Pernek - Pezinok (obsah prvkov v mg.kg⁻¹)
Total trace element contents (mg.kg⁻¹) in soils and stream sediments of the studied area

	Zn				Pb				Cu				Se			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
1	35,95	112,46	57,54	-	18,97	64,54	34,76	-	7,49	17,60	14,01	-	0,118	0,441	0,256	-
2	47,48	172,57	107,06	-	23,11	54,08	23,76	-	6,00	26,06	17,10	-	0,164	0,428	0,272	-
3	32,53	107,56	92,39	-	15,01	26,44	22,60	-	9,01	35,52	26,61	-	0,115	0,464	0,301	-
4	32,44	62,04	64,38	-	10,98	23,39	20,21	-	8,98	21,36	23,86	-	0,116	0,255	0,246	-
5	111,96	177,41	104,14	157,51	17,22	21,68	18,48	38,77	20,03	38,44	41,45	29,08	0,174	0,289	0,312	0,376
6	123,31	118,44	110,27	123,96	70,61	40,73	26,13	27,52	26,61	27,49	27,82	25,20	0,577	0,388	0,339	0,535
7	18,40	100,76	151,52	213,78	94,31	65,59	33,28	48,50	27,60	27,43	32,79	37,43	-	-	-	1,510
8	45,17	162,71	105,53	200,54	56,32	33,34	28,64	38,68	20,49	19,02	19,10	23,31	-	-	-	0,471
9	119,83	128,57	130,48	-	102,53	67,08	47,86	-	29,55	30,49	31,44	-	0,630	0,540	0,385	-
10	86,96	94,72	83,68	59,60	60,20	48,67	35,34	23,78	25,21	25,26	22,82	18,59	0,552	0,510	0,418	0,396
11	106,68	60,57	143,71	82,10	49,88	50,47	46,87	30,13	23,15	26,25	24,29	26,39	-	-	-	0,546
12	95,56	391,09	168,78	251,06	43,75	42,79	30,06	35,87	29,08	33,48	28,30	73,29	-	-	-	1,380
13	57,97	52,78	80,11	181,44	63,26	79,92	65,34	1733,05	52,42	63,08	53,58	70,38	2,12	2,780	1,62	0,901
14	-	139,00	127,52	186,05	-	36,48	24,26	100,33	-	42,56	43,01	44,81	-	0,974	0,790	0,711
15	-	131,00	119,51	173,40	-	39,52	28,06	86,70	-	44,96	39,89	53,58	-	0,532	0,345	0,509
16	-	95,40	93,10	343,11	-	30,47	26,03	66,87	-	76,42	75,88	62,98	-	0,373	0,397	0,636
17	-	137,74	128,92	-	-	30,28	31,23	-	-	48,84	54,07	-	-	0,269	0,434	-
18	-	64,53	57,94	-	-	23,66	16,27	-	-	21,51	19,52	-	-	0,226	0,241	-
19	-	105,28	102,13	-	-	35,44	30,79	-	-	35,44	35,55	-	-	0,627	0,587	-
20	-	143,12	122,52	-	-	26,45	27,00	-	-	48,23	46,71	-	-	0,893	0,751	-

I - subhorizont A₀, II - horizont A, III - horizont B, IV - aktívne riečne sedimenty. Lokality: 1 - v lese na ceste medzi Pernekom a Malackami, 2 - okraj lesa na ceste medzi Pernekom a Malackami, 3 - pri kanáli na ceste Pernek - Malacky, 4 - medzi Pernekom a železničnou stanicou, 5 - pod Pernekom, cca 100 m od roľníckeho družstva, 6 - Podbabská dolina, 7 - Podbabská dolina, chatová oblasť, 8 - Podbabská dolina, nad štôľňou Gašpar, 9 - Pezinská Baba, 10 - stará cesta v Hrubéj Cajlanskej doline na dolnú stanicu zjazdovky, 11 - Hrubá Cajlanská dolina, pod stanicou zjazdovky, 12 - Hrubá Cajlanská dolina - Stupy, 13 - Pezinok, pod haldou Sb ložiska, 14 - Pezinok, nad areálom nemocnice, 15 - údolie Pezinského potoka, 16 - Pezinok, severný okraj sídliska, 17 - Pezinok, zámocký park, 18 - Pezinok, na J od starej tehelne, 19 - medzi Slovenským Grobom a Pezinkom, 20 - Slovenský Grob, 100 m na S od kostolíka.

I - A₀ subhorizon, II - A horizon, III - B horizon, IV - stream sediments. Localities: 1 - in forest on the way between Pernek and Malacky, 2 - beside the forest on the way between Pernek and Malacky, 3 - beside the channel on the way between Pernek and Malacky, 4 - between Pernek and railway station, 5 - to the lower side of Pernek, about 100 m away from the cooperation farm, 6 - Podbabská dolina (valley), 7 - Podbabská dolina, cottages region, 8 - Podbabská dolina, above the Gašpar drift, 9 - Pezinská baba, 10 - old way in Hrubá Cajlanská dolina to the lower ski station, 11 - Hrubá Cajlanská dolina under the ski station, 12 - Hrubá Cajlanská dolina (Stupy), 13 - Pezinok, under tailings of Sb ore deposits, 14 - Pezinok, above the hospital, 15 - in the valley of Pezinský potok (brook), 16 - Pezinok, north border of the city settlements, 17 - Pezinok, Zámocký park, 18 - Pezinok, to the south of old brick factory, 19 - between Slovenský Grob and Pezinok, 20 - Slovenský Grob, 100 m to the north of church.

Tab. 2
Pôda a aktívne riečne sedimenty v pruhu Pernek - Pezinok (obsah prvkov v mg.kg⁻¹)
Total trace element contents (mg.kg⁻¹) in soils and stream sediments of the studied area

	Ni				Co				Cr				Hg			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
1	6,49	19,07	21,76	-	<0,50	3,91	7,00	-	13,31	39,12	41,97	-	0,163	0,222	0,051	-
2	9,66	36,05	34,27	-	2,20	10,82	8,26	-	15,55	61,18	35,02	-	0,167	0,148	0,038	-
3	12,51	43,17	34,14	-	3,50	11,05	12,05	-	24,26	73,85	66,39	-	0,066	0,169	0,103	-
4	9,48	22,28	34,44	-	3,49	5,58	9,73	-	33,27	70,07	71,82	-	0,053	0,097	0,102	-
5	13,76	31,05	51,69	42,65	6,00	8,38	15,73	8,39	35,57	32,85	77,97	54,93	0,096	0,153	0,051	0,075
6	31,72	37,48	39,96	28,80	9,98	11,99	12,14	9,80	55,41	61,84	70,36	49,32	0,315	0,099	0,086	0,044
7	27,14	31,67	43,47	44,55	7,82	9,10	10,93	13,18	-	-	-	62,21	0,344	0,186	0,086	0,138
8	31,20	33,29	34,17	30,55	10,71	11,76	11,43	11,68	-	-	-	56,05	0,151	0,078	0,054	0,044
9	30,17	36,08	37,20	-	9,78	12,45	13,62	-	58,61	66,04	73,36	-	0,244	0,160	0,079	-
10	27,79	34,73	29,62	20,55	10,29	12,89	11,69	7,34	46,72	65,95	61,05	36,15	0,134	0,135	0,080	0,021
11	25,57	34,58	37,06	29,81	7,86	9,08	11,52	9,28	-	-	-	46,92	0,304	0,204	0,173	0,049
12	36,56	52,39	44,18	144,25	10,80	10,33	11,67	23,39	46,72	65,95	61,05	78,62	0,150	0,145	0,107	0,060
13	63,55	73,39	63,09	96,47	15,37	15,08	17,52	17,95	68,15	79,58	125,12	71,81	0,107	0,189	0,096	0,457
14	-	57,26	65,51	82,14	-	15,71	20,00	16,56	-	95,71	110,20	79,01	-	0,103	0,069	0,132
15	-	54,36	51,61	86,05	-	10,38	15,03	18,80	-	88,93	93,54	77,93	-	0,131	0,050	0,089
16	-	50,95	54,81	67,51	-	12,99	18,35	11,84	-	97,68	109,75	100,77	-	0,079	0,058	0,757
17	-	65,45	64,96	-	-	13,68	16,49	-	-	85,75	89,67	-	-	0,142	0,181	-
18	-	23,95	26,03	-	-	6,35	8,01	-	-	58,66	57,66	-	-	0,054	0,033	-
19	-	39,09	45,81	-	-	8,34	13,27	-	-	79,92	81,77	-	-	0,098	0,085	-
20	-	58,08	60,01	-	-	11,93	15,50	-	-	101,41	103,91	-	-	0,122	0,085	-

I - A₀ subhorizon, II - A horizon, III - B horizon, IV - stream sediments.

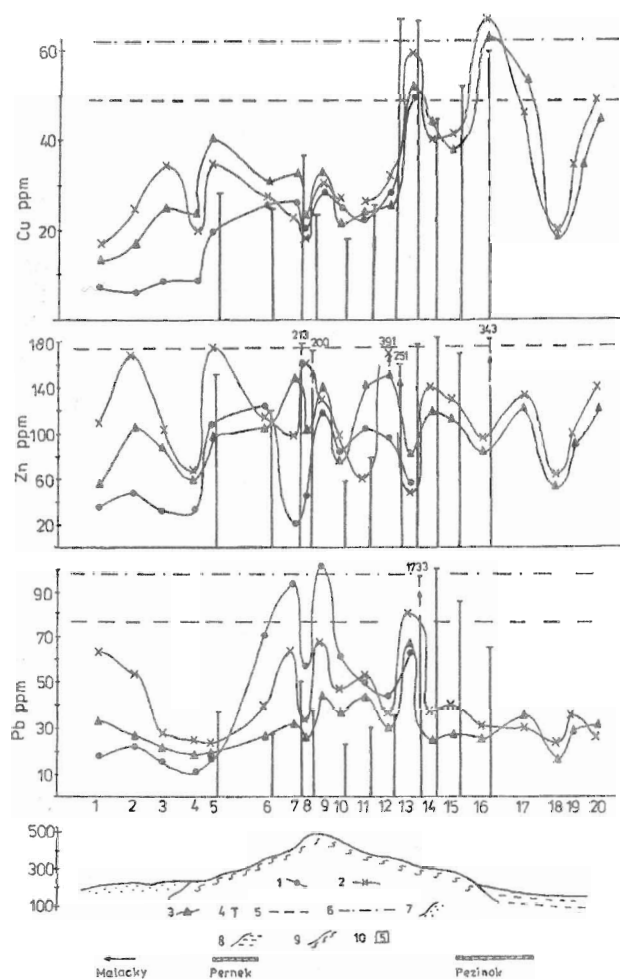
Tab. 3
Pôda a aktívne riečne sedimenty v pruhu Pernek - Pezinok (obsah prvkov v mg.kg⁻¹)
Total trace element contents (mg.kg⁻¹) in soils and stream sediments of the studied area

	As				Sb				Cd			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
1	3,09	13,01	7,70	-	1,08	2,13	0,85	-	0,139	0,782	0,125	-
2	4,54	17,85	8,66	-	1,11	3,86	1,68	-	0,150	0,727	0,725	-
3	3,77	17,14	7,66	-	1,35	12,85	4,22	-	0,110	0,120	0,755	-
4	3,22	5,87	4,57	-	0,85	2,98	1,75	-	0,099	0,224	0,724	-
5	7,64	12,20	17,37	26,51	3,49	5,12	6,36	20,30	0,220	0,680	0,150	0,242
6	16,98	19,59	15,99	17,43	1,21	1,15	0,87	1,99	0,460	0,665	0,288	<0,50
7	12,54	13,58	11,81	30,28	2,46	1,81	4,40	8,40	0,160	0,150	0,090	0,791
8	16,34	8,89	13,98	15,98	2,41	2,40	2,02	2,33	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
9	13,74	15,88	11,94	-	1,84	1,58	1,36	-	0,420	0,757	0,533	-
10	72,66	11,60	10,60	9,69	16,48	2,02	2,32	1,95	<0,5	<0,5	0,842	<0,5
11	15,73	14,81	9,76	19,80	9,11	2,20	2,40	5,35	0,690	0,250	0,250	<0,5
12	10,27	14,47	9,93	37,14	3,59	11,10	2,87	10,30	0,400	0,240	0,370	1,481
13	9300,00	9760,00	8140,00	17,20	4920,00	5900,00	3520,00	870,22	<0,5	<0,5	<0,5	0,862
14	-	254,80	112,96	1230,00	-	108,16	46,39	391,04	-	0,466	0,200	0,565
15	-	94,49	37,82	1980,00	-	48,52	14,56	1040,00	-	0,316	0,201	0,545
16	-	40,81	33,21	1170,00	-	18,83	15,41	301,60	-	0,330	0,577	0,564
17	-	26,91	25,86	-	-	11,16	9,83	-	-	0,400	0,200	-
18	-	12,91	9,88	-	-	4,29	4,00	-	-	0,107	0,190	-
19	-	65,51	46,73	-	-	30,47	18,13	-	-	0,261	0,151	-
20	-	23,85	19,54	-	-	10,07	10,18	-	-	0,342	0,323	-

I - A₀ subhorizon, II - A horizon, III - B horizon, IV - stream sediments.

Tab. 4
Štatistické parametre analytických dát
Statistical parameters of obtained analytical data

	As	Sb	Cd	Zn	Pb	Cu	Se	Ni	Co	Cr	Hg
<i>A₀ horizon</i>											
Počet vzoriek	12	12	13	13	13	13	9	13	13	10	13
Arit. priemer (X)	15,04	3,75	0,28	70,33	48,17	21,28	0,51	25,05	7,55	39,76	0,18
Medián	10,27	1,84	0,25	57,97	49,88	20,55	0,12	27,14	7,89	33,27	0,16
Minimum	3,09	0,85	0,10	18,40	16,98	6,00	0,12	6,49	0,25	13,31	0,05
Maximum	72,66	16,48	0,69	123,31	102,53	52,42	2,12	63,55	15,37	68,15	0,34
Štand. odchýlka (S)	18,10	4,40	0,16	36,45	29,05	11,92	0,61	14,79	4,09	17,57	0,09
X+2S	51,24	12,56	0,61	143,23	106,26	45,12	1,72	54,63	15,73	74,91	0,36
X+3S	69,34	16,96	0,77	179,69	135,31	57,04	2,33	69,42	19,82	92,48	0,45
<i>Horizont A</i>											
Počet vzoriek	19	19	20	20	20	20	16	20	20	17	20
Arit. priemer (X)	36,01	14,77	0,38	127,89	42,05	35,48	0,62	40,77	10,59	72,02	0,14
Medián	15,35	4,08	0,29	115,45	38,00	31,99	0,41	36,78	10,94	66,00	0,14
Minimum	5,87	1,15	0,11	52,78	21,68	17,60	0,23	13,05	3,91	32,85	0,05
Maximum	254,80	108,16	0,78	391,09	79,99	76,42	2,78	73,39	15,71	101,31	0,22
Štand. odchýlka (S)	55,75	24,92	0,22	70,02	16,44	14,74	0,59	15,46	2,98	18,48	0,04
X+2S	147,51	64,61	0,81	267,93	74,93	64,96	1,81	71,40	16,55	103,98	0,22
X+3S	203,27	89,53	1,03	337,96	91,37	79,70	2,40	87,16	19,54	127,46	0,27
<i>Horizont B</i>											
Počet vzoriek	19	19	20	20	20	20	16	20	20	17	20
Arit. priemer (X)	21,89	7,72	0,36	107,46	30,85	33,89	0,48	43,69	13,00	78,27	0,08
Medián	11,88	2,64	0,25	106,30	28,35	29,87	0,33	41,72	12,10	71,09	0,08
Minimum	4,57	0,85	0,09	57,54	16,27	14,01	0,24	21,76	7,00	35,02	0,03
Maximum	112,96	46,39	0,84	168,78	65,34	75,88	1,62	65,51	20,00	125,12	0,18
Štand. odchýlka (S)	24,14	10,53	0,23	29,53	11,16	14,92	0,34	12,79	3,44	23,90	0,04
X+2S	70,18	28,78	0,83	166,52	53,17	63,72	1,15	69,28	19,88	125,08	0,16
X+3S	94,32	39,32	1,06	196,05	64,33	78,64	1,49	82,07	23,32	149,98	0,20
<i>Riečne sedimenty</i>											
Počet vzoriek	8	7	11	11	10	11	11	11	11	11	11
Arit. priemer (X)	21,75	7,23	0,55	180,04	49,72	42,28	0,72	51,21	13,47	64,88	0,17
Medián	16,59	1,97	0,40	177,37	37,28	33,26	0,54	43,60	11,76	59,13	0,07
Minimum	9,69	1,95	0,24	59,60	23,78	18,59	0,38	20,55	7,34	36,15	0,02
Maximum	37,14	20,30	1,48	343,11	100,33	73,29	1,51	144,25	23,39	100,77	0,76
Štand. odchýlka (S)	8,32	6,15	0,37	74,72	24,92	19,01	0,37	36,29	4,83	17,76	0,22
X+2S	38,40	19,53	1,28	329,49	99,55	80,30	1,46	133,79	23,14	100,40	0,61
X+3S	46,72	25,67	1,65	404,21	124,46	99,32	1,83	170,08	27,97	118,16	0,83



Obr. 2. Distribúcia Pb, Zn a Cu v pôdnych profiloch a v aktívnych riečnych sedimentoch v pruhu Pernek - Pezinok. 1 - subhorizont A₀, 2 - horizont A, 3 - horizont B, 4 - aktívne riečne sedimenty, 5 - hranica geochemickej anomálie s 95 % pravdepodobnosťou, 6 - hranica geochemickej anomálie s 99 % pravdepodobnosťou, 7 - piesok, 8 - ílovité sedimenty neogénu, 9 - metamorfiká, 10 - čísla lokalít.

Fig. 2. Distribution of Pb, Zn, and Cu in soil profiles and stream sediments of the studied area. 1 - A₀ subhorizon, 2 - A horizon, 3 - B horizon, 4 - stream sediments, 5 - limits of geochemical anomalies at 95 % probability, 6 - limits of geochemical anomalies at 99 % probability, 7 - sands, 8 - Neogene clays, 9 - metamorphic rocks, 10 - locality number.

Hg bez zjemňovania a na stanovenie ďalších prvkov sa frakcia zjemňovala na analytickú jemnosť.

Hg sa stanovovala na jednocelovom atómovom absorpčnom spektrometri TMA-254 (Trace Mercury Analyzer) postupom opísanom v práci Forgáča a Streška (1993). Analytické práce stanovovania skúmaných prvkov sa vykonali v laboratóriách geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave nasledujúcimi technikami AAS a ich detekčnými limitmi (v mg.kg⁻¹):

a - plameňovou acetylén - vzduch pri Cd (0,1), Co (1,0), Cu (1,0), Mn (0,001), Ni (1,0), Pb (1,0), Fe (0,01), Zn (1,0), Cr(5,0);

b - hydridovou s kontinuálnym dávkovaním pri As (0,1), Sb (0,1), ale aj Se (0,05).

Zistený obsah ťažkých kovov je v tab. 1 až 3. Zo získaných údajov sme na lepšiu názornosť zostrojili grafy (obr. 2 až 5).

Pri sledovaných chemických prvkoch sme hranice geochemických anomálií stanovili s 95 a 99 % pravdepodobnosťou podľa vzorca $X + 2S$ a $X + 3S$,

kde X je priemerný obsah prvku a S štandardná odchýlka (tab. 4). Chemické údaje sme zhodnotili aj vzhľadom na stupeň kontaminácie územia v zmysle rozhodnutia Ministerstva pôdohospodárstva Slovenskej republiky o najvyšších prípustných hodnotách škodlivých látok v pôde z januára 1994. Za geochemickú anomáliu nepokladáme vyššiu koncentráciu prvkov v ojedinelých lokalitách, hoci ich obsah hranicu geochemickej anomálie prekračuje. Pri takomto zvýšení obsahu prvku v ojedinelých lokalitách môže ísť o náhodnú chybu.

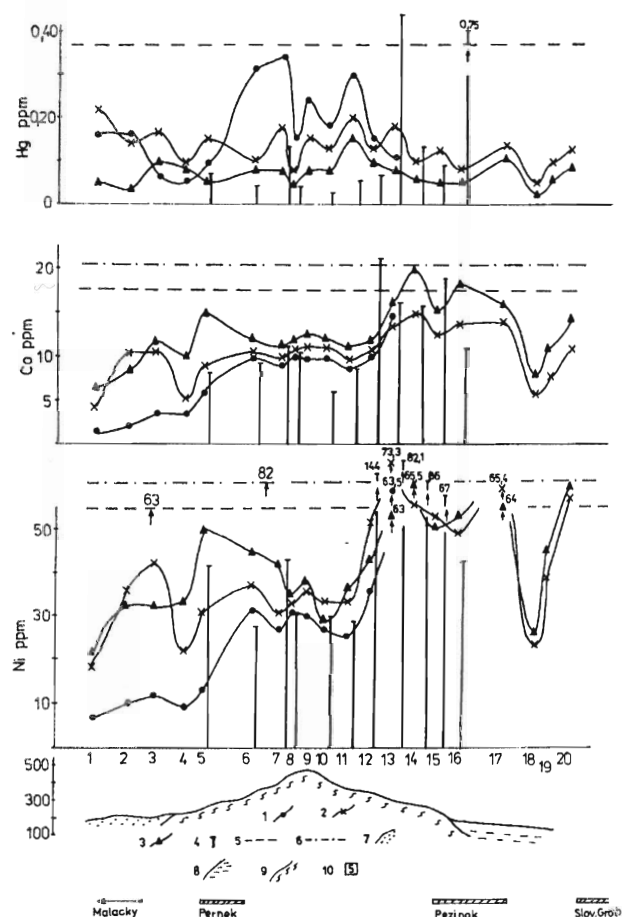
Získané poznatky

Ťažké kovy sa v študovaných lokalitách vyskytujú v nerovnakej koncentrácii. Zistil sa aj rozdiel v tendencii ich hromadenia v rozličných pôdnych horizontoch a v aktívnych riečnych sedimentoch potokov. Koncentrácia niektorých prvkov je zvýšená a prekračuje hranice geochemických anomálií alebo prípustnú hodnotu škodlivých látok v pôde. Údaje o koncentrácii prvkov sú v tab. 1 až 3 a graficky spracované na obr. 2 až 5, preto je textová časť stručná a poukazuje iba na anomálnu koncentráciu a stupeň kontaminácie (znečistenia) daného územia.

Cu sa v pôde hromadí v horizonte A a v horizonte B, slabšie je zastúpená v subhorizonte A₀. Jej koncentrácia sa pohybuje od 6,00 do 76,42 mg.kg⁻¹. Na sz. svahoch Malých Karpát je v nižšej koncentrácii ako na jv. Na sz. svahu sa anomálny obsah zistil len na jednej lokalite pri štolni Gašpar. Vyššia koncentrácia Cu je na jv. strane pohoria, kde poukazuje na geochemickú anomáliu s 95 a 99 % pravdepodobnosťou (tab. 4), a to v pôde aj v aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka. Geochemická anomália je od Stúp a Sb ložiska Pezinok-Cajla v dĺžke 6,5 km až po sz. okraj zástavby mestskej aglomerácie Pezinok-Cajla (obr. 2).

Pb má podobné koncentračné rozpätie ako Cu, od 10,98 do viac ako 100 mg.kg⁻¹. Jeho obsah v pôdnych horizontoch je premenlivý a iba ojedinele je nad hranicu geochemickej anomálie, a to v subhorizonte A₀ v blízkosti štolne Gašpar v Podbabskej doline a v blízkosti ložiska Sb Pezinok, čo môže byť aj odrazom Pb-Zn zrudnenia na západnom svahu Cajlanskej homole v horizonte A. Odlišný stav je v aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka, kde je geochemická anomália Pb od Sb ložiska Pezinok-Cajla do vzdialenosti 3 km smerom na Pezinok. Kontaminácia Pb sa zistila iba v jednej vzorke z aktívnych riečnych sedimentov Pezinského potoka v blízkosti odkaliska z Sb ložiska (tab. 1 a 4).

Zn v porovnaní s Pb a Cu sa vyskytuje v oveľa širšom koncentračnom rozpätí, a to od 18,40 do

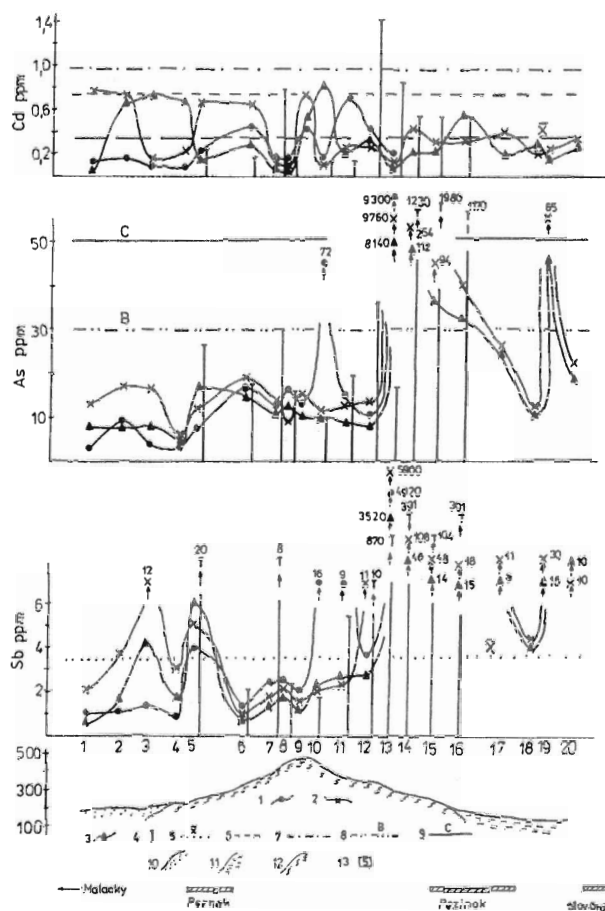


Obr. 3. Distribúcia Ni, Co a Hg v pôdnych profiloch a aktívnych riečnych sedimentoch. 1 - subhorizont A_0 , 2 - horizont A, 3 - horizont B, 4 - aktívne riečne sedimenty, 5 - hranica geochemickej anomálie s 95 % pravdepodobnosťou, 6 - hranica geochemickej anomálie s 99 % pravdepodobnosťou, 7 - piesok, 8 - fľovité sedimenty neogénu, 9 - metamorfiká, 10 - čísla lokalít.

Fig. 3. Distribution of Ni, Co, and Hg in soil profiles and stream sediments of the studied area. 1 - A_0 subhorizon, 2 - A horizon, 3 - B horizon, 4 - stream sediments, 5 - limits of geochemical anomalies at 95 % probability, 6 - limits of geochemical anomalies at 99 % probability, 7 - sands, 8 - Neogene clays, 9 - metamorphic rocks, and 10 - locality number.

343 mg.kg⁻¹ (tab. 1 a 4). V pôdnych profiloch je najnižší obsah Zn v najvrchnejšej časti (subhorizont A_0). Podstatne vyšší obsah je v horizonte A a B. Celkove vyšší obsah Zn je v aktívnych riečnych sedimentoch. V Perneckom potoku tvorí Zn geochemickú anomáliu v dĺžke 2 km v blízkosti štôlny Gašpar. Na jv. svahu Malých Karpát jeho výrazné zvýšenie v pôde sa zistilo v horizonte A na miestach bývalých stúp (pod štôľňou Čmele-Augustín a Ryhová). V aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka je výrazná geochemická anomália od Sb ložiska Pezínok v dĺžke 5,5 km (po zastavanú časť mesta).

Co sa vyskytuje v pôde v koncentrácii od <5 do 20,00 mg.kg⁻¹ (tab. 2 a 4). Jeho obsah s hĺbkou rastie, najvyšší je v horizonte B a v aktívnych riečnych sedi-

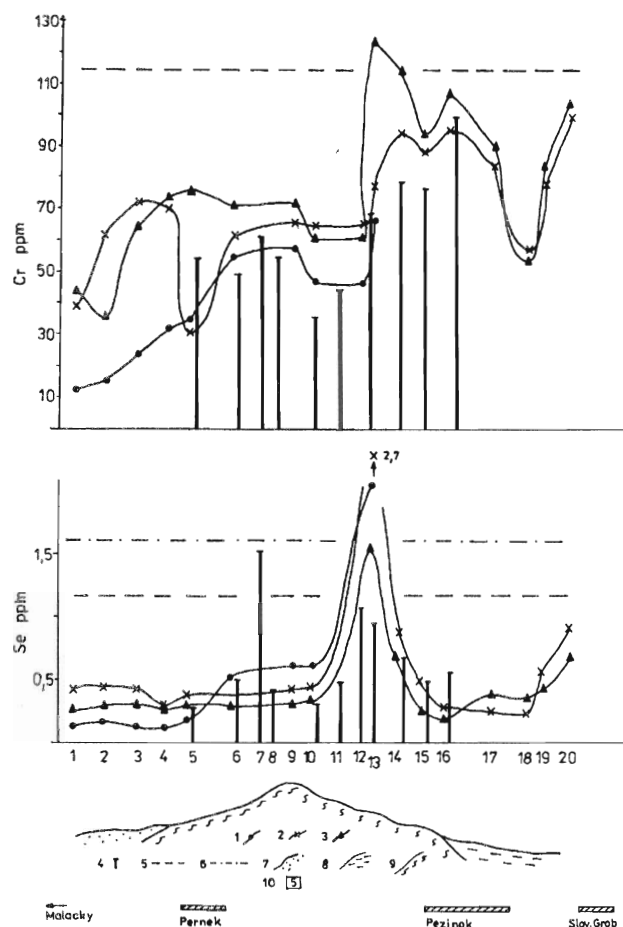


Obr. 4. Distribúcia Sb, As a Cd v pôdnych profiloch aktívnych riečnych sedimentov. 1 - subhorizont A_0 , 2 - horizont A, 3 - horizont B, 4 - aktívne riečne sedimenty, 5 - priemerný obsah Sb v pôde, 6 - geochemická anomália s 95 % pravdepodobnosťou, 7 - geochemická anomália s 99 % pravdepodobnosťou, 8 - hranica kontaminácie pôdy As, 9 - hranica asanácie pôdy kontaminovanej As, 10 - piesok, 11 - fľovité sedimenty neogénu, 12 - metamorfiká, 13 - čísla lokalít.

Fig. 4. Distribution of Sb, As, and Cd in soil profiles and stream sediments of the study area. 1 - A_0 subhorizon, 2 - A horizon, 3 - B horizon, 4 - stream sediments, 5 - average Sb contents in soils, 6 - limits of geochemical anomalies at 95 % probability, 7 - limits of geochemical anomalies at 99 % probability, 8 - limit of As soil contamination, 9 - remediation limit of As - contaminated soils, 10 - sands, 11 - Neogene clays, 12 - metamorphic rocks, and 13 - locality number.

mentoch je blízky obsahu v pôde. Obsah Co dosahujúci hranicu geochemickej anomálie sa zaznamenal na jv. úpätí Malých Karpát od Sb ložiska Pezínok po zastavbu mestskej aglomerácie, t. j. v dĺžke 5,5 km.

Ni sa vyskytuje vo vyššej koncentrácii ako Co, a to od 6,49 do 114,25 mg.kg⁻¹ (tab. 2 a 4). Podobne ako Co je v najnižšej koncentrácii v subhorizonte A_0 a smerom do hĺbky jeho obsah rastie. Na sz. svahu Malých Karpát a na podhorí koncentrácia Ni nedosahuje hranicu geochemickej anomálie. Na jv. svahu je geochemická anomália v pôde aj v aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka. V pôde je geochemická anomália v horizonte B v dĺžke 1 km od Sb ložiska na JV.



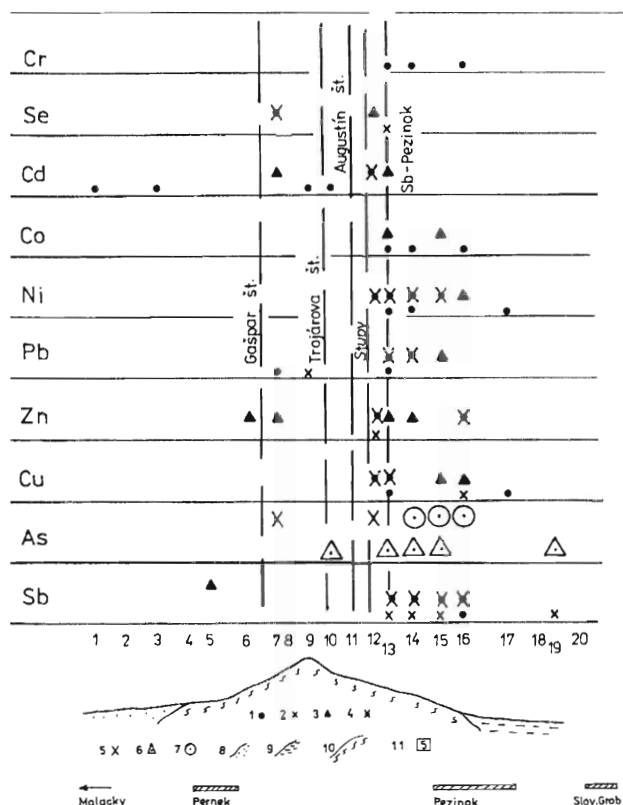
Obr. 5. Distribúcia Cr a Se v pôdnych profiloch a v aktívnych riečnych sedimentoch v pruhu Pernek - Pezinok. 1 - subhorizont A_0 , 2 - horizont A, 3 - horizont B, 4 - aktívne riečne sedimenty, 5 - hranica geochemickej anomálie s 95 % pravdepodobnosťou, 6 - hranica geochemickej anomálie s 99 % pravdepodobnosťou, 7 - piesok, 8 - fľovité sedimenty neogénu, 9 - metamorfiká, 10 - čísla lokalít.

Fig. 5. Distribution of Cr and Se in soil profiles and stream sediments of the studied area. 1 - A_0 subhorizon, 2 - A horizon, 3 - B horizon, 4 - stream sediments, 5 - limits of geochemical anomalies at 95 % probability, 6 - limits of geochemical anomalies at 99 % probability, 7 - sands, 8 - Neogene clays, 9 - metamorphic rocks, 10 - locality number.

V aktívnych riečnych sedimentoch je anomália Ni od Štúp (miesta starej úpravne rúd) v dĺžke 5,5 km, po sz. okraj Pezinka (mestská časť Cajla).

Cr má tendenciu vylúhovania z najvrchnejšej časti pôdneho profilu. Medzi horizontom A a B nie sú v jeho obsahu podstatnejšie rozdiely. Vyskytuje sa v rozpätí 13,31 až 125,12 mg.kg^{-1} . Koncentrácia dosahujúca hranicu geochemickej anomálie sa zistila len v horizonte B na jv. úpätí pohoria, a to od Sb ložiska Pezinok v dĺžke 5,5 km. V aktívnych riečnych sedimentoch skúmanej oblasti sa vo zvýšenej koncentrácii nevyskytuje.

Cd je v pôde aktívnych riečnych sedimentoch vo veľmi premenlivej koncentrácii. Celkove má tendenciu hromadiť sa v pôdnom horizonte A (obr. 5). Vyskytuje sa v rozpätí od 0,09 do 1,48 mg.kg^{-1} (tab. 3 a 4) a sú-



Obr. 6. Sumárny graf rozmiestnenia anomálneho obsahu ťažkých kovov v pruhu Pernek - Pezinok. 1 - geochemická anomália v pôde s 95 % pravdepodobnosťou, 2 - geochemická anomália v pôde s 99 % pravdepodobnosťou, 3 - geochemická anomália v aktívnych riečnych sedimentoch s 95 % pravdepodobnosťou, 4 - geochemická anomália v aktívnych riečnych sedimentoch s 99 % pravdepodobnosťou, 5 - kontaminácia aktívnych riečnych sedimentov, 6 - asanácia v aktívnych riečnych sedimentoch, 7 - asanácia pôdy, 8 - piesok, 9 - fľovité sedimenty neogénu, 10 - metamorfiká, 11 - čísla lokalít.

Fig. 6. Localities of heavy metal anomalies in the study area. 1 - geochemical anomaly in soils at 95 % probability, 2 - geochemical anomaly in soils at 99 % probability, 3 - geochemical anomaly in stream sediments at 95 % probability, 4 - geochemical anomaly in stream sediments at 99 % probability, 5 - contamination of stream sediments, 6 - remediation of stream sediments, 7 - soil remediation, 8 - sands, 9 - Neogene clays, 10 - metamorphic rocks, 11 - locality number.

vislejšie geochemické anomálie netvorí. Obsah nad hranicou geochemickej anomálie sa identifikoval v jednej vzorke na jz. svahu pohoria, t. j. v priestore Podmalokarpatskej zníženiny, v ojedinelých dvoch vzorkách a v jednej vzorke v Pernekom potoku pri štolni Gašpar. Na jv. svahu pohoria sa zvýšený obsah Cd zistil v jednej vzorke pri Trojárovnej štolni a v dvoch vzorkách pod štolňou Augustín.

Se sme sledovali len na niektorých lokalitách pohoria, takže získané údaje sú orientačné (obr. 4; tab. 1 a 4). Celkove má tendenciu hromadiť sa v pôdnom horizonte A. V pôde je anomálna koncentrácia Se iba na jednej lokalite v blízkosti odkaliska Sb ložiska Pezinok (obr. 4).

Hg má medzi prvkami osobitné postavenie. V hor-

skej oblasti Malých Karpát (lesný porast) sa hromadí v pôde v subhorizonte A a smerom do hĺbky jej obsah rastie. V pôde lokalít Podmalokarpatskej zníženiny, kde je v subhorizonte A₀ nízky obsah humusu, sa zistil vyšší obsah Hg v horizonte A. Ale koncentrácia Hg nedosahuje hranicu geochemickej anomálie, resp. kontaminácie. Hg je podrobnejšie spracovaná v prácach Forgáča a Streška (1993 a 1995). Jej obsah v tab. 2 a na obr. 3 uvádzame preto, aby bola predstava o obsahu ťažkých kovov úplná.

As má tendenciu hromadiť sa v horizonte A. Jeho koncentračné rozpätie je veľmi široké, a to od 3,09 do 9760,00 mg.kg⁻¹ (tab. 3 a 4). Vysoký obsah As sa zistil na jv. strane Malých Karpát v Hrubej Cajlanskej doline - Stupy v sz. časti mesta Pezinok (Cajla). Jeho obsah hranicu geochemickej anomálie mnohonásobne prekračuje. Vysoký obsah sa zistil na jednej lokalite v subhorizonte A₀ v Hrubej Cajlanskej doline pod vyústením Trojárovej štôlne. Vysoký obsah sa potvrdil v pôde a v aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka v Hrubej Cajlanskej doline aj na niektorých ďalších lokalitách. Koncentrácia je taká vysoká, že mnohonásobne prekračuje nielen hranicu geochemickej anomálie, ale aj kontaminácie (300-krát) a asanácie (180-krát). Takáto vysoká kontaminácia pôdy a aktívnych riečnych sedimentov Pezinského potoka v Hrubej Cajlanskej doline je od Sb ložiska Pezinok v jv. smere potoka v dĺžke 4 km. Vyšší obsah As je aj na jednej lokalite v pôde na S od Slovenského Grobu v blízkosti Šuriánskeho kanála (obr. 5).

Sb má tendenciu hromadiť sa v pôde horskej zalesnenej oblasti v subhorizonte A₀ a v podhorí v horizonte A. Jeho koncentračné rozpätie je viabilné a veľmi široké, a to v pôde od 0,85 do 5900,00 mg.kg⁻¹ a v aktívnych riečnych sedimentoch od 1,95 do 1040,00 mg.kg⁻¹ (tab. 3 a 4). Vysoká koncentrácia je na jv. úpätí Malých Karpát v pôde aj v aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka v Hrubej Cajlanskej doline a mnohonásobne prekonáva hranicu geochemickej anomálie. Pri Sb doteraz nie sú spracované kritické hodnoty kontaminácie pôdy, a preto intenzitu znečistenia vyjadrujeme porovnaním s priemerným obsahom Sb Malých Karpát. Jeho koncentrácia v geochemickej anomálii prekračuje priemerný obsah 5 až 1600-krát v pôde a v aktívnych riečnych sedimentoch Pezinského potoka 85 až 290-krát. Takéto vysoké znečistenie pôdy a aktívnych riečnych sedimentov je v dĺžke 4 km, a to od Sb ložiska Pezinok po zastavanú časť Pezinka (mestskú časť Cajla). So vzdalovaním sa od Sb ložiska Pezinok obsah Sb klesá (tab. 3, obr. 5). Jeho vysoký obsah sa zistil v pôde na jednej lokalite pri Šuriánskom kanáli na S od Slovenského Grobu.

Interpretácia poznatkov

Oblasť Pezinok - Pernek bola už v dávnej minulosti známa výskytom rudnej mineralizácie. Viaceré ložiská boli predmetom banskej činnosti, ťažili sa rudy a upraľovali drvením v stupách v Hrubej Cajlanskej doline.

Donedávna aktívna banská činnosť bola spätá s úpravou rudy na Sb ložisku Pezinok.

Na sz. (t. j. v Podmalokarpatskej zníženine) a jv. (v Podmalokarpatskej pahorkatine) strane Malých Karpát sú isté odlišnosti v anomálnom obsahu prvkov, v ich koncentracii, vo veľkosti anomálií a v zastúpení prvkov. Anomálny obsah Zn, Pb, Cd a Se na sz. strane Malých Karpát je na jednej lokalite pod štôľňou Gašpar a pravdepodobne súvisí s Pb-Zn sírnikovou mineralizáciou, ktorú opísal Cambel (1959) zo štôľne Gašpar.

Výrazne vyšší obsah ťažkých kovov je na jv. strane Malých Karpát. Zvýšený obsah Ni a Co pravdepodobne súvisí so zvetrávaním pyritových rúd, ktoré vystupujú v tesnej blízkosti Sb zrudnenia na ložisku Pezinok-Cajla a pyritu, ktorý je v značnom množstve aj v okolitých horninách. Tento predpoklad potvrdzuje aj obsah Ni a Co v pyritovom zrudnení a pyritu v horninách z tejto oblasti. Podľa Cambela a Jarkovského (1967) je obsah Ni v pyrite, zrudnení a v remigrovanom pyrite 0,076 mg.kg⁻¹ až 0,16 % a Co od 0,020 mg.kg⁻¹ do 0,18 % (Co + Zn). Nie menší vplyv môže mať aj drvenie rudy v stupách v Hrubej Cajlanskej doline v Pezinskom potoku nad Sb ložiskom. Anomálie Cr dávame do súvislosti so zvetrávaním polymetamorfovaného substrátu, ktorý v týchto miestach tvorí fylit, rula a čierna bridlica. Substrát podľa Cambela et al. (1990) v priemere obsahuje 91,6 ppm Cr.

V skúmanej oblasti Malých Karpát sa vyskytuje pyritové, ako aj antimónitové zrudnenie v oblasti Trojárovej, ale aj v pásme štôlni Ryhová - Augustín - Čmele - Valentín (Cambel, 1959). V tých miestach sú slabé anomálie Se. Pokladáme za pravdepodobné, že Se pochádza z rozložených sírnikov. Skupina Pb, Zn a Cu má zvýšenú koncentráciu od štôľne Augustín a Stúp a pokračuje až do blízkosti mestskej aglomerácie Pezinka. Tieto prvky dávame do súvislosti s Pb-Zn zrudnením v oblasti Cajlanskej Veľkej a Malej homole a v nemalej miere sa na ňom môže zúčastňovať aj drvenie rudy v stupách na Pezinskom potoku.

Na jv. strane pohoria nad Pezinkom je antimónitové ložisko, ktoré sa ťažilo ešte v nedávnej minulosti. Okrem antimónitovej a pyritovo-pyritovej mineralizácie sa vyznačuje aj mineralizáciou arzenopyritu (Cambel, 1959; Andráš, 1985). Ťažba a úprava rudy z Sb ložiska Pezinok sa výrazne zúčastňovala na znečisťovaní pôdy a aktívnych riečnych sedimentov Sb a As. Tieto prvky sú nielen v koncentracii prekračujúcej hranicu geochemickej anomálie, ale sú vysoko aj nad hranicou kontaminácie a asanácie v oblasti Pezinského potoka. V rozšírení vysokej anomálnej koncentrácie sú medzi Sb a As odlišnosti. As v koncentracii nad hranicou kontaminácie a asanácie sa vyskytuje od Trojárovej štôľne cez oblasť štôľne Augustín - Ryhová, Stúp, Sb-ložiska Pezinok-Cajla ďalej na J až za Pezinok (obr. 6). Takýto vysoký obsah spôsobujú najmä impregnácie arzenopyritu, v menšej miere jednotlivých úsekoch pyritu. Arzenopyrit ako impregnácia je v horninách v premenlivom množstve, ale najviac je ho v oblasti Sb ložiska Pezinok-Cajla. Kontaminácia

územia Sb sa začína od antimonového ložiska a prechádza údolím Pezinského potoka až po mestskú aglomeráciu Pezinok. Veľmi vysokú kontamináciu Sb spôsobuje ťažba a úprava (flotácia) Sb rudy a rozplavovanie tohto materiálu do okolia, najmä v minulosti.

Záver

Oblasť Malých Karpát včítane regiónu Pezinok - Pernek bola v priebehu času vystavená výraznej denudácii, a preto tam rudná mineralizácia a ložiská vychádzajú na povrch. Súčasne s rozrušovaním hornín sa rozrušovali a rozplavovali rudné minerály a prvky. Dnes nie sú hodnoverné údaje, do akej miery sa denudácia a rozplavovanie horninového materiálu a rúd zúčastňovali na znečistení ťažkými kovmi.

Z nášho štúdia vychodia nasledujúce závery:

1. Zvýšený obsah Ni, Co a Cr nedosahuje hranicu kontaminácie a ich koncentráciu nad hranicou geochemických anomálií dávame do súvislosti s ich zvýšeným obsahom v substráte. Tento zjav pokladáme súčasťou za antropogénny a sčasti za prírodný.

2. Pb, Zn, Cu a Se dávame do súvislosti s výskytom rudných minerálov, najmä sírníkov. Ich zvýšený obsah je v miestach banskej činnosti a úpravy rúd (Stupy) a pokladáme ho za antropogénny zjav. Koncentrácia nie je taká vysoká, aby sme ju mohli považovať za kontamináciu.

3. As sa vyskytuje v koncentrácii poukazujúcej na kontamináciu a asanáciu pôdy a aktívnych riečnych sedimentov v Pezinskom potoku. Pokladáme to za antropogénny proces spätý s banskou činnosťou a úpravou rúd.

4. Sb sa podobne ako As vyskytuje v koncentrácii mnohonásobne prekračujúcej hranicu kontaminácie a asanácie pôdy a aktívnych riečnych sedimentov Pezinského potoka. Je to dôsledok ťažby a úpravy Sb rudy ložiska Pezinok-Cajla.

Oblasť Hrubej Cajlanskej doliny - Pezinského potoka je veľmi silne kontaminovaná As a Sb, vyžaduje si okamžitú asanáciu, ale podľa výsledkov nemožno kontaminované územie plošne vymedziť. Je nevyhnutné pokračovať vo výskume a rozšíriť ho aj na mestskú aglomeráciu Pezinka a ďalej na J. Preto treba prebádať územie nielen z hľadiska geochemie anorganického zložky, ale aj možnej kontaminácie vody a vstupu týchto

prvkov do rastlín, zvierat a napokon do človeka. Po zmapovaní a zistení stupňa kontaminácie širšej oblasti bude treba urobiť nápravu a revitalizovať územie.

Literatúra

- Andráš, P., 1984: Problémy genézy antimonového a zlatého zrudnenia na ložisku Pezinok. *Manuskript - Geol. ústav SAV Bratislava*, 154.
- Andráš, P., 1985: K problematike distribúcie zlata na ložisku Pezinok - Kolársky vrch. In: J. Jarkovský a J. Beňka (Eds.): *Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava*, 45 - 48.
- Cambel, B., 1958: Príspevok ku geológii peziňsko-perneckého kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 1, 137 - 166.
- Cambel, B., 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch. *Mineralógia a geochemia rúd. SPN, Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 3, 338.
- Cambel, B., 1981: Polymetalické prvky v produktívnych zónach Malých Karpát a genéza ložísk. In: *Korelácie proterozoických a paleozoických stratiformných ložísk. VI. Praha. Ústav geol. vied. přír. fak. Univ. Karlovy*, 168 - 210.
- Cambel, B. & Jarkovský, J., 1967: *Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. Vyd. SAV, Bratislava*, 493.
- Cambel, B. & Jarkovský, J., 1969: *Geochemistry of Pyrrhotite of Various Genetic Types. Univ. Comen., Bratislava*, 333.
- Cambel, B. & Khun, M., 1979: Distribúcia a korelácia stopových prvkov v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 11, 507 - 520.
- Cambel, B., Mikláš, J., Khun, M. & Veselský, J., 1990: *Geochemia a petrologia fliovito-kremitých metamorfovaných hornín kryštalinika Malých Karpát. Vyd. GÚ SAV, Bratislava*, 267.
- Forgáč, J. & Streško, V., 1993: Výskyt ortuti v pôdnom profile a potočnom sedimente chránenej oblasti Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 25, 125 - 130.
- Forgáč, J. & Streško, V., 1995: Ortuť v pôde a dnových sedimentov potokov Malých Karpát a ich podhorí. *Mineralia slov.*, 27, 375 - 382.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Mikláš, J. & Janák, M., 1984: Metamorfizmus kristalinikuma Malých Karpát: etapy, zonalnosť, svaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 437 - 462.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin, V. A., Putiš, M. & Mikláš, J., 1985: Fazovyje ravnovesia i geotermometria metapelitovych rogovikov vokrúg Modranskogo granitnogo massiva (Malyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 51 - 74.
- Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: *Geology and petrology of Metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. Vyd. Comen. Univ., Bratislava*, 324.
- Mahef, M., Putiš, M., Plašienka, D. & Klukan, B., 1983: Tektonická mapa Malých Karpát 1:100 000. *GÚDŠ Bratislava*.
- Plašienka, D. & Putiš, M., 1987: Geological structure of the taticum in the Malé Karpaty Mts. *Geologický sprievodca k medzinárodnej konferencii Štruktúrny vývoj karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma. GÚDŠ Bratislava*, 38.
- Polák, S., 1974: Antimonové rudy Malých Karpát - nový pohľad na vyhľadávaciu problematiku. *Geol. Průzk.*, 16, 4, 184.
- Putiš, M., 1987: *Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. Mineralia slov.*, 19, 135 - 157.

Contamination of soils and stream sediments in the Pezinok - Pernek region of Malé Karpaty Mts.

The Malé Karpaty Mts., which extend from Bratislava to the northeast, are geologically built by the Paleozoic crystalline rocks consisting of shales and granitoids which belong to the Bratislava and Modra massifs (Cambel, 1958 and 1959), and Mesozoic sequences. In the Pezinok - Pernek region, crystalline is represented by rocks of the Pezinok and Pernek sequences. These sequences were originally pelitic sediments, less psammites with intercalated beds of marly shales, and bodies of quartzitic and quartzitic-graphitic pelitic with isolated bodies of basalts and related tuffs (Putiš, 1987; Krist et al., 1992).

These sequences have undergone Hercynian metamorphic events in biotite to biotite-garnet zone. Consequent granitoid intrusion has led to periplutonic contact metamorphism and formation of cordierite-andalusite-biotite zone (Korikovskij et al., 1985).

Pyrite mineralization occurs in the Pezinok - Pernek crystalline. These sulphides are originally syngenetic sedimentary ore deposits which are genetically associated with Early Paleozoic basic volcanism (Cambel, 1959). Mobilization and recrystallization of the sulphidic ore deposit were the re-

sult of metamorphism associated with granitoid plutonism. Sb and polymetallic (Pb, Zn, Cu) ore deposits are associated with the amphibolites and especially with the black shales. During the contact metamorphic processes associated with granitoid intrusion (mainly of Modra massif), these elements were transported to the places suitable for their accumulation (Cambel, 1959; Cambel and Jarkovský, 1967, 1969; Cambel and Khun, 1979; Cambel, 1981; Andráš, 1984, 1985, and others).

Ore deposits which can contribute in the contamination of the Pezinok - Pernek environment are illustrated in Fig. 1.

Total trace element contents for Zn, Cu, Pb, Sb, As, Ni, Cr, Cd, Hg, Se, and Co have been determined in soils and stream sediments from the Pezinok - Pernek region in the Malé Karpaty Mts. Soil samples have been taken from the A₀ horizon (3 - 5 cm), A horizon (5 - 20 cm), and B horizon (20 - 50 cm). Stream sediments have been taken from Pezinský potok (brook) and Pernecký potok (brook). Sampling locality map is illustrated in Fig. 1, and obtained analytical data are listed in tables (1 - 3).

Limits of geochemical anomalies were determined at probabilities of 95 % and 99 % (Tab. 4). Elemental distribution and limits of geochemical anomalies are graphically illustrated in Figs. 2 - 5. Degree of contamination of the studied area was determined according to the Decision of the Ministry of Agriculture, Slovak Republic (1994) as it is shown in Fig. 6.

Differences in elemental concentrations and in the dimensions of geochemical anomalies have been observed between the north-western and south-eastern limbs of studied mountains. Anomalous contents of Zn, Pb, and Se on the north-western side could be attributed to the Pb-Zn sulphidic mineralization in the Gašpar region.

Elevated levels of Ni and Co on the south-eastern side could be attributed to weathering of sulphidic ore deposits which occur very close to Sb ore deposits. Anomalous contents of Cr could be due to weathering of phyllites, schists, and black shales which have an average contents of 91 mg/kg Cr. Elemental association Pb, Zn, Cu shows enhanced concentrations from Augustin area up to the city settlement of Pezinok. They could be related to the Pb-Zn ore deposits as well as to the activities of ore-crushing factories near to the Pezinský potok (brook).

Sb ore deposits are situated on the south-eastern side of the mountains above the city of Pezinok. These ore deposits are characterized in addition to the antimonite and pyrite-pyrrhotite mineralization by arsenopyrite mineralization also. Mining and dressing of Sb ore deposits have significantly contributed to Sb and As contamination of soils and stream sediments. Concentrations of these elements do not only exceed limits of geochemical anomalies but also recommended limits of contamination and remediation in the region of the area of Pezinský potok (Figs. 4 and 6).

Rajonizácia seizmickej intenzity na území Bratislavy

MIROSLAV HRAŠNA

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

(Doručené 4.4.1996, revidovaná verzia doručená 7.6.1996)

Seismic intensity zoning of Bratislava territory

To establish the right values of seismic intensity, especially for urban areas, is a difficult and complicated problem which cannot be completely performed only by means of geophysics, but geological and engineering geological methods must be applied as well. The new concept of engineering geological seismic microzoning is described and applied to the territory of Bratislava.

Key words: seismic zoning, engineering geological seismic microzoning, seismic intensity, ground peak acceleration

Úvod

Rajonizácia seizmickej intenzity sa zvyčajne vykonáva v dvoch až troch etapách. V prvej (tzv. podrobná seizmická rajonizácia) sa na základe katalógov historických alebo inštrumentálne zaznamenaných zemetrasení a geologicko-tektonickej stavby vyčlenia v záujmovom území seizmické oblasti, v ktorých sa pri zemetrasení predpokladá rovnaká úroveň seizmickej intenzity v referenčnej horninovej jednotke. Vyčlenené oblasti sa charakterizujú maximálnym očakávaným stupňom seizmickej intenzity v zvolenej referenčnej horninovej jednotke, príp. aj maximálnou očakávanou hodnotou seizmickej intenzity, ktorá sa môže (lokálne) v danej oblasti vyskytnúť, alebo strednou hodnotou seizmickej intenzity pre tzv. „priemerné geologické pomery“ v danom území.

V druhej etape sa vykonáva seizmická mikrorajonizácia, v ktorej sa vyčleňujú seizmické rajóny s predpokladaným rovnakým stupňom seizmickej intenzity, príp. aj s približne rovnakou hodnotou ďalších seizmických charakteristík (rýchlosť pozdĺžnych a priečných vln, zrýchlenie a i.). Pre náročnosť a nákladnosť ich zisťovania sa však tieto parametre spravidla stanovujú až v tretej etape a zvyčajne v menšom územnom rozsahu. Na území Bratislavy sa v súlade s projektom úlohy riešenej pre MŽP SR vykonali prvé dve etapy seizmického rajónovania, pričom náplňou druhej okrem vyčlenenia seizmických rajónov bolo aj stanovenie rýchlosti šírenia pozdĺžnych seizmických vln v horninovom prostredí rôzneho typu a kvality. Rozsah spracovaného územia (v mierke 1:25 000) je zrejmy z obr. 1.

Podrobná seizmická rajonizácia územia Bratislavy

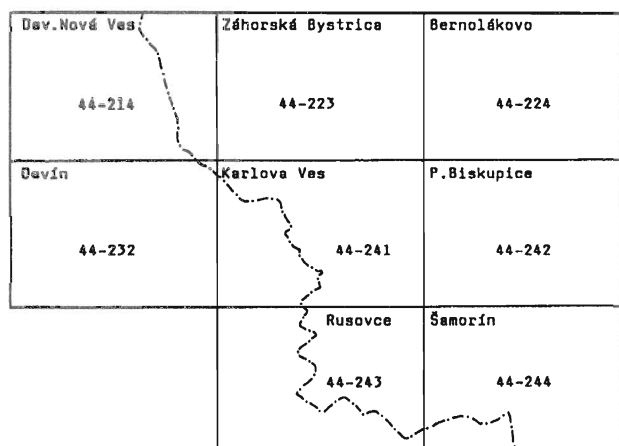
Podľa hodnoverných historických prameňov sa na území Bratislavy zaznamenali zemetrasenia s maximálnou intenzitou 6° MSK-64. Ich epicentrá boli v južnej časti Malých Karpát, vo vzdialenosti 15 až 25 km na S, resp. SV od Bratislavy. O niečo nižšou intenzitou (do 5°, ojedinele 5,5° MSK)

sa na území mesta prejavili zemetrasenia zo zdrojových zón vo východných Alpách, z okolia Dobrej Vody a Komárna. Podľa Réthlyho (1952) sa epicentrá niektorých starých zemetrasení (s intenzitou až 7° MSK) mohli vyskytnúť aj na území Bratislavy, ale tieto úvahy nie sú historicky doložené a možno predpokladať, že ich skutočná poloha bola v epicentrálnej oblasti na S od Bratislavy (Brouček in Hricko et al., 1994). Z prehľadu vidieť, že maximálne seizmické ohrozenie Bratislavy sa môže generovať v zdrojových zónach južnej časti Malých Karpát, ktorých epicentrá sú rozložené najmä pozdĺž okrajových zlomov.

V epicentrálnej oblasti Kuchyňa - Jablonoň - Stupava sa zaregistrovalo viac zemetrasení a maximálna intenzita 7° MSK sa dosiahla 28. novembra 1890 pri Stupave. V epicentrálnej oblasti na Z od Modry, Pezinka a Sv. Jura sa takáto intenzita zaznamenala v apríli 1914 pri Modre (Brouček in Hricko et al., 1994).

Niektoré seizmické udalosti sa odohrali iba v hypocentrách na jednej strane pohoria, iné po niekoľkých sekundách až dňoch i na druhej strane. Napr. spomenutému zemetraseniu pri Stupave predchádzali otrasy 25. novembra 1890 pri Sv. Jure, zemetraseniu na S od Borinky, s epicentrálnou intenzitou 6° MSK 30. decembra 1964, ktoré bolo desať minút po tretej hodine ráno, predchádzalo zemetrasenie pri Limbachu s epicentrálnou intenzitou 4,5° MSK 68 sekúnd predtým. Obdobne to bolo na oboch stranách záhorsko-humenského zlomu pri Kuchyni, keď sa na jeho západnej strane zaznamenalo zemetrasenie s epicentrálnou intenzitou 4° MSK 16. septembra 1967 a na východnej strane zemetrasenie v epicentrálnej intenzite 5° MSK 20. septembra 1967.

Zo záznamov seizmickej aktivity v južnej časti Malých Karpát vidieť, že sa epicentrá zemetrasení vyskytujú v prevažnej väčšine prípadov na vnútornej (malokarpatskej) strane okrajových zlomov a poloha hypocentier a epicentrálna intenzita sa menia v čase aj priestore. Spolu s uvedenou časovou nadväznosťou seizmických javov na oboch stranách Malých Karpát to svedčí o jednotnom



Obr. 1. Prehľad zostavených máp inžinierskogeologickej seizmickej mikrorajonizácie (1:25 000).

Fig. 1. Survey of compiled engineering geological seismic microzonation maps (1:25 000).

pôvode seizmických javov v širšej, viac-menej horizontálnej, resp. málo sklonenej elastickej oblasti v podloží Malých Karpát, kde nastávajú zmeny v napätovom poli, ktorých dôsledkom bývajú diferencované vertikálne a horizontálne pohyby tektonicky vymedzených blokov Malých Karpát sprevádzané seizmickými otrasmi. Na existenciu takejto zóny v hĺbke 12 až 15 km na základe geofyzikálnych zistení upozornil Šefara (1987).

Vzhľadom na to, že územie Bratislavy je južným pokračovaním spomenutých epicentrálnych oblastí a má s nimi zhodnú geologicko-tektonickú stavbu, ako aj na uvedené „sťahovanie“ seizmických javov v čase a priestore možno aj v ňom predpokladať rovnakú maximálnu seizmickú intenzitu (7° MSK), hoci sa v historickom období na území mesta preukázateľne nezaznamenala.

Seizmicky aktívna oblasť medzi Jablonicou a Dobrou Vodou, s maximálnou epicentrálnou intenzitou do 8° MSK, je založená na križovaní záhorského-humenského a dobrovodského zlomu, teda na odlišnej štruktúre ako epicentrá v študovanom území, a preto možnosť presunu seizmickej aktivity s takou vysokou energiou do priestoru územia Bratislavy nepredpokladáme. O rozdielnosti, resp. samostatnosti uvedených seizmoaktívnych oblastí svedčí aj fakt, že je medzi nimi pomerne rozsiahla oblasť bez významnejších epicentier zemetrasení.

Z historických záznamov vyplýva, že v istej vzdialenosti od okraja Malých Karpát intenzita pozorovaných zemetrasení (v obdobných inžinierskogeologických pomeroch) klesá o $0,5$ až $1,0^{\circ}$ MSK. Z porovnania lokalizácie týchto znížených hodnôt s geologickou stavbou územia vidieť, že línie, pozdĺž ktorých sa intenzita znižuje, približne súhlasia s priebehom zlomových línií (obr. 2), za ktorými smerom do nížiny klesá podložie neogénu do hĺbky nad 400 až 500 m. Pri prechode seizmických vln z vysokorýchlostného prostredia kryštalinika do slabo diageneticky spevnených sedimentov neogénu s nižšou rýchlosťou šírenia sa seizmických vln (pri väčšej hrúbke sedimentov) sa časť seizmickej energie zrejme absorbuje. Takýto

trend v rozložení seizmickej intenzity potvrdzujú aj výsledky dotazníkového prieskumu organizovaného Geofyzikálnym ústavom SAV (Brouček, 1984), podľa ktorého v západnej časti mesta, kde je na kryštaliniku menšia hrúbka sedimentov, sú vyššie hodnoty seizmickej intenzity ako vo východnej časti, kde majú sedimenty väčšiu hrúbku.

Vzhľadom na uvedené fakty sme v príslušnej vzdialenosti od Malých Karpát vymedzili seizmické oblasti so zníženou intenzitou oproti centrálnej malokarpatskej oblasti, resp. aj jej južnému pokračovaniu smerom do Petržalky, kde kryštalinikum vystupuje v menšej hĺbke. V mape na obr. 2 vymedzujú príslušné línie územia, kde možno (lokálne) očakávať maximálnu seizmickú intenzitu 7° MSK, resp. 6° MSK.

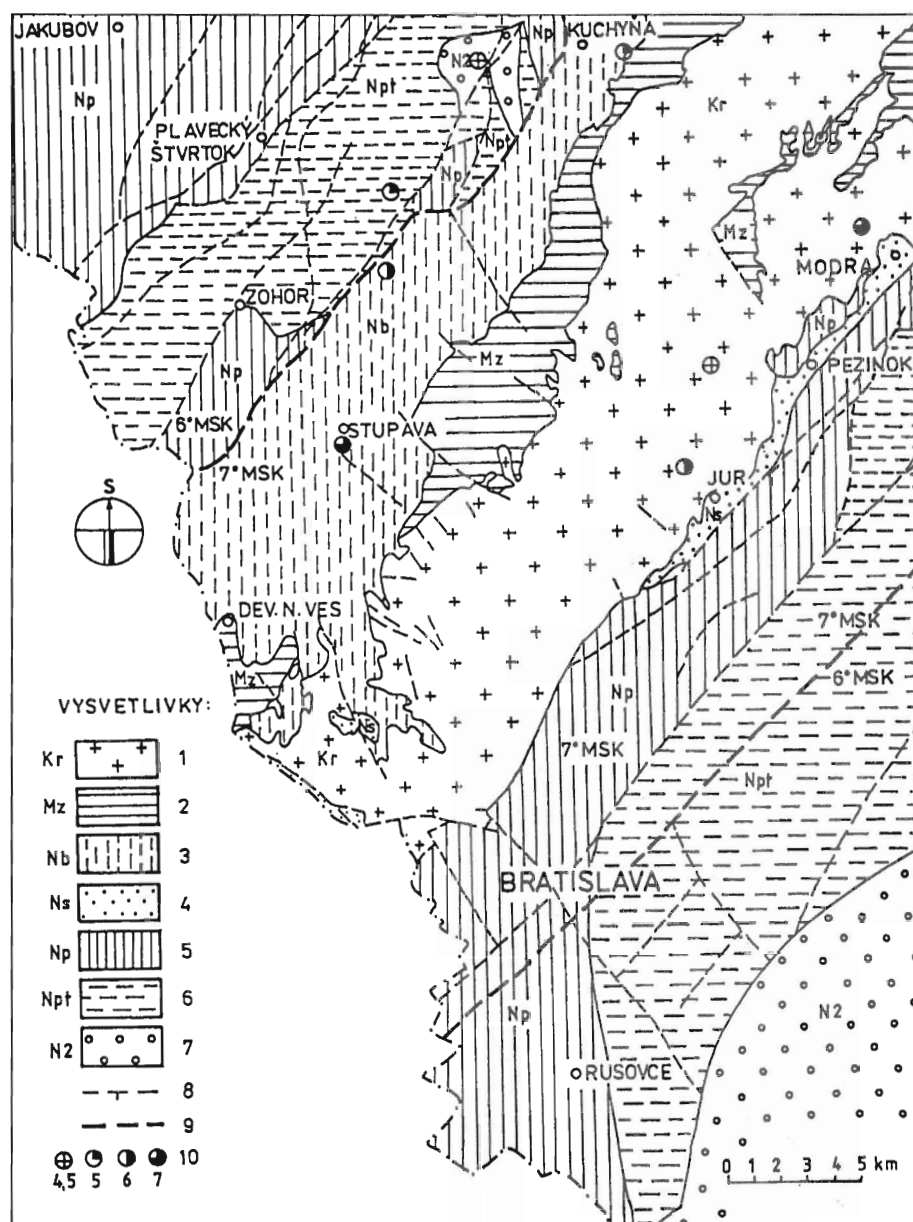
Seizmická mikrorajonizácia

Seizmickú mikrorajonizáciu možno vykonať rôznymi spôsobmi, najobjektívnejšie zrejme priamo podľa zistených škôd pri silnom zemetrasení. Táto metóda sa použila pri rajonizácii územia niekoľkých miest v Japonsku, pri hodnotení ničivých dôsledkov zemetrasenia v San Franciscu roku 1906 a i., ale možno ju využiť iba tam, kde boli v nedávnej minulosti ničivé zemetrasenia. Jej alternatívou je prieskum účinkov slabých zemetrasení u obyvateľstva, a to priamym kontaktom alebo pomocou dotazníkov. Tak sa od roku 1962 postupuje aj na území Bratislavy (Brouček, 1984), ale môže to naznačiť iba isté tendencie v rozložení intenzity, nie jej skutočné hodnoty pri silných zemetraseniach.

Ďalšou veľmi využívanou metódou je priradovanie prírastkov seizmickej intenzity k intenzite stanovenej na základe podrobnej seizmickej rajonizácie pre referenčné horninové prostredie. Medzi rad vhodných klasifikácií hornín z hľadiska generovania prírastkov seizmickej intenzity zaraďuje Manual for Zonation of Seismic Geotechnical Hazards (ISSMF, 1993) aj klasifikáciu Medvedeva (1962). Keďže horniny môžu byť v rozličnom fyzickom stave, a teda mať aj rôzne fyzikálno-mechanické vlastnosti, odporúča túto metódu používať len v prvom priblížení. Na presnejšie vyjadrenie prírastkov treba vychádzať z fyzického stavu, resp. fyzikálno-mechanických a seizmických vlastností hornín a na takomto základe stanoviť prírastky intenzity exaktnejšie.

Pri väčších územných celkoch, najmä pri veľkých mestách a mestských aglomeráciách, prirodzene, nemožno zisťovať fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín a ich seizmické parametre v hustej sieti bodov, a preto sa v praxi vykonávajú geofyzikálne merania orientované na zisťovanie prírastkov seizmickej intenzity, príp. aj ďalších seizmických parametrov vo vopred vymedzených horninových jednotkách s istým predpokladaným stupňom rovnodosti fyzikálno-mechanických vlastností. Ale práve predpokladaný stupeň rovnodosti môže byť zdrojom nepresností a rozdielov medzi vypočítanou a reálnou seizmickou intenzitou územia, pretože aj rovnaké litologické typy hornín majú v závislosti od veku a postgenetických zmien rozdielne fyzikálno-mechanické vlastnosti.

Z tohto hľadiska je najvhodnejšie stanovovať prírastky



Obr. 2. Seizmotektonická rajonizácia okolia Bratislavy. 1 - kryštalinikum, 2 - mezozoikum, 3 - báden, 4 - sarmat, 5 - panón, 6 - pont, 7 - pliocén, 8 - zlomy, 9 - hranica seizmických oblastí, 10 - epicentrá [°MSK].

Fig. 2. Seismotectonic zoning of Bratislava surroundings. 1 - crystalline complex, 2 - Mesozoic, 3 - Badenian, 4 - Sarmatian, 5 - Pannonian, 6 - Pontian, 7 - Pliocene, 8 - faults, 9 - boundary of seismic areas, 10 - earthquake epicentre [°MSK].

seizmickej intenzity a iné parametre seizmických vlastností pre inžinierskogeologické typy hornín rovnorodých nielen litologicky, ale aj fyzikálno-mechanicky (IAEG a UNESCO, 1976). Ich rovnorodosť možno vyjadriť alebo priamo parametrami fyzikálno-mechanických vlastností, alebo nepriamo, t. j. pomocou tzv. indexových vlastností, medzi ktoré pri pevných horninách patrí najmä stupeň rozpukania a zvetrania (príp. inej degradácie, napr. hydrotermálnej), pri zemine stupeň konzistencie alebo uľahnutosti; pri oboch skupinách hornín aj objemová hmotnosť alebo pórovitosť. Pre nákladnosť prvého spôsobu sa

na rozličné účely využívajú najmä nepriame charakteristiky (označované aj ako charakteristiky fyzického stavu hornín), ktoré sú dobre korelovateľné s fyzikálno-mechanickými vlastnosťami hornín.

Podľa doterajších skúseností je najvhodnejším indexovým ukazovateľom miery vplyvu fyzického stavu rôznych typov hornín na seizmickú intenzitu ich objemová hmotnosť, ktorá ovplyvňuje rýchlosť šírenia sa seizmických vln v horninovom prostredí, aj jeho modul pružnosti, ako aj ďalšie vlastnosti. Pri výpočte seizmickej tvrdosti podľa Medvedeva (1962), ktorá sa dodnes používa ako

jeden z najvhodnejších parametrov na určovanie prírastkov seizmickej intenzity, sa vplyv objemovej hmotnosti uplatňuje dokonca dvakrát (v hodnote rýchlosti pozdĺžnych vln i ako priamy súčiniteľ).

Pri klasickom postupe sa prírastky seizmickej intenzity v horninovom prostredí zisťujú na základe meraní v pomere hustej siete geofyzikálnych profilov, v ktorých sa stanovujú parametre potrebné na ich výpočet a súčasne priebeh geologických telies (Bondarik, 1971) definovaných týmito parametrami. Takto vymedzené geologické telesá v podstate zodpovedajú inžinierskogeologickým okrskom delimitovaným podľa vertikálneho sledu a hrúbky inžinierskogeologických typov hornín (Hrašna, 1988), ktoré sa vyčleňujú v mapách veľkej a niekedy aj strednej mierky. Preto v územiach, z ktorých takéto mapy sú, nie je potrebná nákladná hustá sieť geofyzikálnych profilov, ale postačujú merania seizmických parametrov v jednotlivých typoch okrskov. Takýto postup, kvalitatívne odlišný od klasickej mikrorajonizácie, označujeme ako inžinierskogeologickú seizmickú mikrorajonizáciu.

Inžinierskogeologická seizmická mikrorajonizácia Bratislavy

Z územia Bratislavy je inžinierskogeologická mapa v mierke 1:25 000 (Vojtaško, 1973; Žembery, 1973; Hrašna et al., 1975) a 1:10 000 (Vojtaško et al., 1994). V oboch prípadoch ide o mapy inžinierskogeologického rajónovania iba na úrovni podrajónov vyčlenených podľa vertikálneho sledu a hrúbky litologických typov hornín. Vzhľadom na uvedené poznatky o fyzikálno-mechanickej nerovnorodosti hornín by nebolo správne stanovovať prírastky seizmickej intenzity takto vymedzených územných jednotiek, a preto prvým krokom v aplikovanej metodike inžinierskogeologickej seizmickej mikrorajonizácie bola transformácia inžinierskogeologických podrajónov na okrsky. Vykonali sme ju pomocou máp inžinierskogeologických pomerov, v ktorých sa na rozdiel od máp rajónovania horninové jednotky vyčleňujú nielen geneticko-litologicky, ale aj stratigraficky. Takto vyčlenené geologické telesá sa podľa hodnoty charakteristík fyzikálnych a mechanických vlastností vyznačujú aj vysokým stupňom rovnorodosti fyzického stavu, a teda sú rovnorodé inžinierskogeologicky aj geofyzikálne.

Podľa povahy a územnej rozlohy inžinierskogeologických okrskov sme na geofyzikálne merania vybrali 35 lokalít s cieľom stanoviť rýchlosť seizmických vln a prírastky seizmickej intenzity vyčlenených inžinierskogeologických typov hornín a celého skúmaného profilu do hĺbky 10 m. Merania vykonali pracovníci katedry aplikovanej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK (Janotka a Viskup in Hrašna et al., 1994).

Ďalej sme postupovali metódou Medvedeva (1962), podľa ktorej sa súborný prírastok seizmickej intenzity stanovuje ako súčet prírastku vypočítaného pre horninové prostredie (n_1) a podzemnú vodu (n_2). V tab. 1 sa pri vyčlenených typoch hornín uvádza rýchlosť pozdĺžnych seizmických vln zistená v už uvedených seizmických profiloch, resp. sčasti prevzatá z iných zdrojov (Viskup a Ja-

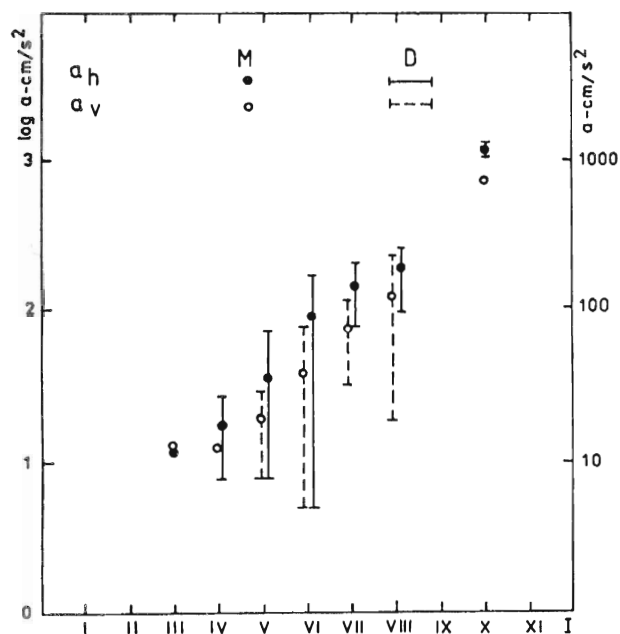
Tab. 1
Parametre seizmologicky významných vlastností horninových typov geologického prostredia Bratislavy
Parameters of seismologically important properties of Bratislava geoenvironment rock types

Typ horniny	V _p [km.s ⁻²]	ρ _n [t.m ³]	n ₁
granit až diorit	2,7	2,6	0,3
kremenec, kremitý fylit (amfibolit)	3,0	2,6(2,8)	0,2
rula, svorová rula	2,4	2,6	0,4
fylit, svor	2,0	2,6	0,5
vápenec, dolomit	2,8	2,7	0,3
slieňovec, pieskovec, zlepenec	1,8	2,6	0,6
bridlica, neogénny vápenec	1,6	2,5	0,7
neogénny pieskovec a zlepenec	1,7	2,2	0,8
štrk, piesok, íl - bádén	1,4	2,1	1,0
íl - panón	1,1	2,0	1,2
piesok - panón	1,0	1,8	1,3
elúvium kryštalinika a mezozoika	0,8	2,3	1,3
tektonicky podrvené a zvetrané horniny	0,8	2,4	1,2
hlinitokamenitá sutina (až štrk)	0,5	2,0	1,7
deluviálna hlina (s úlomkami)	0,4	2,0	1,9
deluviálny piesok	0,4	1,8	2,0
proluviálna hlina a piesok	0,5	1,9	1,8
proluviálny piesok a štrk	0,6	1,8	1,7
proluviálny štrk	0,6	1,9	1,6
štrk horských tokov	0,8	2,1	1,3
fluviálny štrk - mindel, riss	1,0	2,1	1,2
fluviálny štrk - würm 1, würm 2	0,7	2,0	1,5
fluviálny piesok - mindel, riss	0,6	1,9	1,6
fluviálny piesok - würm 1, würm 2	0,5	1,8	1,8
fluviálna hlina - pevná	0,4	1,9	1,9
fluviálna hlina - tuhá	0,3	1,9	2,1
fluviálna hlina - mäkká	0,2	1,9	2,3
hnilokal	-	-	2,5
rašelina	-	-	2,8
navážka zeminy a stavebného odpadu	0,4	1,9	2,0
komunálny odpad	0,3	1,4	2,6

V_p - rýchlosť pozdĺžnych vln, ρ_n - prirodzená objemová hmotnosť
n₁ - prírastok seizmickej intenzity od horninového prostredia

notka, 1994; Púchy, 1988, a i.), ako aj hodnota ich objemovej hmotnosti zistená laboratórnymi a penetračnými skúškami v rozličných prieskumoch na území Bratislavy. Pri pevných horninách sa hodnoty charakteristík vzťahujú na slabé až stredne rozpukané a navetrané horniny. (Pri zvetraných alebo tektonicky silne porušených horninách sa hodnoty týchto charakteristík stanovujú osobitne.)

Parametrami fyzikálnych vlastností uvedenými v tabuľke možno demonštrovať nevhodnosť stanovovania prírastkov seizmickej intenzity horninového prostredia definovanými iba na úrovni podrajónov. Napr. v rovnakých podrajónoch typu h2g3I2 (symbol dokumentuje horninové prostredie, kde pod vrstvou hliny v hrúbke 2 až 5 m leží vrstva štrku hrubšia ako 5 m a v hĺbke menšej ako 10 m, je povrch fľovitých neogénnych sedimentov), vyčlenených v terasových stupňoch rozličného veku, je prírastok seizmickej intenzity 1,23 pri mindelskej terase, uloženej na sedimentoch bádenu, a 1,75 pri würmskej terase, uloženej na sedimentoch panónu. Obdobné rozdiely, podmienené nerovnakými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami zeminy, sa zistili aj v piesčitých fluviálnych alebo neogénnych sedimentoch rôzneho veku, z čoho vyplýva potreba zaradiť ich do rozličných inžinierskogeolo-



Obr. 3. Vzťah zrýchlenia a intenzity (Trifunac a Brady, 1975). a_h - horizontálne zrýchlenie, a_v - vertikálne zrýchlenie, M - priemerná hodnota, D - smerodajná odchýlka, I - seizmická intenzita [°MM].

Fig. 3. Correlation of seismic intensity with peak ground acceleration (Trifunac and Brady, 1975). a_h - horizontal acceleration, a_v - vertical acceleration, M - mean value, D - standard deviation, I - seismic intensity [°MM].

logických okrskov. Najvyššie rozdiely v prírastku (0,80° MSK) sa zistili medzi povrchovými náplavami vo vyšších terasách a v súčasnej nive, kde sa miestami vyskytuje hlina mäkkej konzistencie, často so zvýšeným obsahom organických látok.

Prírastok seizmickej intenzity od zvodnenia horninového prostredia sme počítali pre minimálnu hĺbku hladiny podzemnej vody pod povrchom územia, ktorá sa odčítala z hydroizohýps maximálneho stavu zakresleného v inžinierskogeologických mapách mierky 1:10 000 (Vojtaško et al., 1994). Výnimkou je územie na obidvoch stranách Dunaja pod bratislavským prístavom, kde sa využili hydroizohypsy maximálneho vodného stavu zostavené na základe monitoringu podzemnej vody po napustení hrušovskej zdrže (Vodohospodárska výstavba Bratislava).

Súborný prírastok seizmickej intenzity, vypočítaný pre každý okrsok vyčlenený v mape, sme prirátali k seizmickej intenzite stanovenej pre referenčné horninové prostredie. Určila sa odpočítaním maximálneho prírastku seizmickej intenzity od maximálnej očakávanej intenzity stanovenej pre seizmické oblasti vymedzené v mape na obr. 2 hodnotou 4,0° MSK pre centrálnu (malokarpatskú) oblasť a 3,0° MSK pre východnejšiu oblasť so značnou hrúbkou neogénnych sedimentov. Oprávnenosť takéhoto postupu vyplýva z porovnania historických údajov o zástavbe mestského územia s priestorovým rozložením okrskov s najvyšším vypočítaným prírastkom seizmickej intenzity. Vypočítané prírastky seizmickej intenzity sa zaokrúhľovali na 0,5°, pričom sa rozdiely do 0,2° priradzovali k nižšej hodnote.

Podľa vykonanej inžinierskogeologickej mikrorajonizácie seizmickej intenzity sa hodnoty jej prírastkov na území Bratislavy pohybujú od 0,3° MSK (navetraný granit) do 2,7° MSK (zvodnená spodná terasa). Vyššie hodnoty (do 3,1° MSK) sa zistili len v niektorých mŕtvych ramenách (s organickými sedimentmi) a v zasypaných starých korytách Dunaja, ako aj v niektorých častiach územia s hrubšími, málo konsolidovanými antropogénnymi sedimentmi.

Hoci medzi hodnotami seizmickej intenzity a zrýchlením, ktoré vstupuje do statických výpočtov stavebných konštrukcií, nie je tesná závislosť, jednoznačný je trend rastu zrýchlenia s rastom intenzity, a teda možno očakávať, že v územných celkoch s vyššou intenzitou bude aj vyššie zrýchlenie. Hodnoty zrýchlenia uvedené v numerickej charakteristike stupnice MSK-64 a v návrhu novej ČSN 73 0036 Seizmické zaťaženie stavieb je oproti hodnotám zo zahraničnej literatúry nižšie. Trifunac a Brady (1975) uvádzajú pri rozličných štruktúrnych podmienkach pre vzťah intenzity (definovanej podľa MM škály) a zrýchlenia závislosť uvedenú na obr. 3. Keďže v rozsahu 3. až 9. stupňa sa škála MM so škálou MSK prakticky zhoduje, možno ju použiť aj v našich podmienkach. Vzhľadom na prevládajúce geologické pomery ju na území mesta odporúčame využívať iba v rozsahu stredných až maximálnych hodnôt zrýchlenia uvedených na obrázku pri jednotlivých stupňoch seizmickej intenzity. Pri náročných, resp. ekologicky rizikových stavbách však treba hodnotu zrýchlenia určovať na základe modelovania reálnych inžinierskogeologických a seizmologických pomerov, príp. použiť zistené alebo vypočítané akcelorogramy pre podobné štruktúrno-geologické a inžinierskogeologické pomery.

Záver

Seizmická mikrorajonizácia väčších územných celkov, najmä zastavaných častí miest, je náročná úloha, ktorú pre časovú a ekonomickú náročnosť (resp. vôbec možnosť realizácie) nemožno v plnom rozsahu urobiť inštrumentálnymi metódami geofyziky, ale treba pri nej využiť aj geologicko-tektonické a inžinierskogeologické metódy. Účasť inžinierskej geológie pri riešení seizmických hazardov je nevyhnutná aj preto, že zemetrasenia okrem priameho vplyvu na stavby (a iné objekty) môžu ich poškodzovať aj nepriamo, a to zmenou fyzikálno-mechanických vlastností hornín, zemného tlaku a stability svahov.

Pri podrobnom seizmickom rajonovaní, ktoré vychádza z makroseizmického rajonizácie celého štátneho územia a z ďalších geofyzikálnych a geologicko-tektonických podkladov, je úlohou geológov a geofyzikov spresniť rozsah zdrojových zón, hĺbku vzniku a energiu zemetrasení a vymedziť v území seizmické oblasti charakteristické istým stupňom intenzity zemetrasenia.

Pri mikrorajonovaní treba v území delimitovať inžinierskogeologické okrsky charakteristické zhodným vertikálnym sledom a hrúbkou litologicky a fyzikálno-mechanicky rovnorodých typov hornín a geofyzikálnymi metódami stanoviť pre ne prírastok seizmickej intenzity. Ich hodnoty spolu s hodnotami prírastku od podzemnej vody a so

stupňom seizmickej intenzity stanoveným pre referenčnú horninovú jednotku v danej oblasti predstavujú výsledný stupeň očakávanej maximálnej intenzity zemetrasenia vo vyčlenených územných celkoch. Kým meranie a jeho interpretácia je doménou geofyzikov, extrapolácia nameraných parametrov je úlohou inžinierskych geológov. Ale najužitočnejšia pri jednej aj druhej činnosti je vzájomná spolupráca a konfrontácia názorov.

Podľa inžinierskogeologickej mikrorajonizácie sa hodnota seizmickej intenzity na území Bratislavy pohybuje od 4,5° do 7° MSK. Nižšia hodnota je charakteristická pre tie časti územia, v ktorých na povrch vystupujú horniny kryštalinika a mezozoika (prevažná časť Malých Karpát), vyššia najmä pre najmladšie fluviaľné náplavy v nive Dunaja. Najvyššie hodnoty sa zistili pri výskyte hliny mäkkej konzistencie a organických sedimentov (mŕtve ramená Dunaja, slatinné rašelinisko Šúr), ako aj v niektorých častiach mesta s výskytom málo konsolidovaných antropogénnych sedimentov.

Medvedevovou metódou sa vykonala mikrorajonizácia mnohých lokalít, najmä v štátoch strednej a východnej Európy. Rozdiely medzi skutočnými a vypočítanými hodnotami intenzity v ojedinelých prípadoch spôsobuje najmä nerešpektovanie uvedených zásad inžinierskogeologickej seizmickej mikrorajonizácie alebo nesprávne vykonaná podrobná seizmická rajonizácia (Vallejo, 1994).

Literatúra

- Bondarik, G. K., 1971: Osnovy teorii izmenčivosti inženerogeologičeskich svoystv gornych porod. *Nedra, Moskva*, 267.
- Brouček, I., 1984: Intenzita zemetrasení v Bratislave. *Zbor. z Inžinierskogeol. sympózia. ČSVTS, SGS, IGHP a Katedra inžinierskej geológie PRIF UK, Bratislava*, 17 - 22.
- Hrašna, M., Matula, M. et al., 1975: Základná inžinierskogeologická mapa 1:25 000, listy Zohor, Dev. N. Ves, Stupava. *Manuskript - Katedra inž. geol. PRIF UK, Bratislava*, 98.
- Hrašna, M., 1988: Mapy komplexného inžinierskogeologického rajónovania územia. *Mineralia slov.*, 20, 21 - 32.
- Hrašna, M., Matys, M. & Broček, I., 1994: Inžinierskogeologická seizmická mikrorajonizácia územia Bratislavy. *Manuskript - Katedra inž. geol. PRIF UK Bratislava*, 53.
- Hricko, J. et al., 1994: Bratislava - životné prostredie, abiotická zložka. *Manuskript - Geocomplex Bratislava*, 298.
- IAEG & UNESCO, 1976: Engineering geological maps. A guide to their preparation. *Unesco Press, Paris*, 79.
- ISSMFE, 1993: Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards. Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering, TC4, ISSMFE. *The Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Tokyo*, 149.
- Medvedev, S. V., 1962: Inženernaja seismologija. *Gosstroizdat. Moskva*, 284.
- Púchy, R., 1988: Inžinierskogeologické hodnotenie seizmicity na území Bratislavy. [Diplomová práca.], 51.
- Réthly, A., 1952: A Kárpátmedencék Földrengései. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 455 - 1918.
- Šefara, J. et al., 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk - geofyzikálne interpretácie. *Manuskript - Geocomplex Bratislava*, 267.
- Trifunac, M. D. & Brady, A. G., 1975: On the Correlation of Seismic Intensity Scales with the Peaks of Recorded Strong Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 65, 139 - 162.
- Vallejo, L. G., 1994: Seismotectonic hazard for engineering projects in moderate seismicity regions. *Proc. 7th. Int. Congress International Association of Engineering Geology. Portugal, Lisboa*, III, XIX-XXXVIII.
- Viskup, J. & Janotka, V., 1984: Seizmické mikrorajónovanie Bratislavy a severozápadnej časti veľkej Bratislavy. *Zbor. odbor. seminára. Katedra geofyziky a meteorologie UK, Praha*, 189 - 200.
- Vojtaško, I., 1973: Inžinierskogeologická mapa 1:25000, list Záhorská Bystrica. *Manuskript - IGHP Bratislava*, 198.
- Vojtaško, I. et al., 1994: Mnohoúčelová inžinierskogeologická mapa 1:10 000 veľkej Bratislavy. *Manuskript - GEOS, Bratislava*.
- Zembery, M., 1973: Inžinierskogeologická mapa v mierke 1:25 000, listy Bratislava a Bratislava východ. *Manuskript - GEOS Bratislava*.

Seismic intensity zoning of Bratislava territory

The zoning of seismic intensity is usually performed in two or three stages. At the first stage, the zoning is based on historic documents, published reports, the data available from instrumentally monitored earthquakes, and the familiarity with the geological-tectonic structure of the region. The delimited seismic areas are characterized by a certain degree of seismic intensity for the typical rock unit, or by the maximum seismic intensity which can occur in the area. At the second stage, the seismic zones are distinguished according to local soil condition. The delimited zones divide the seismic areas into smaller territorial units which are characterized by the degree of local seismic intensity eventually by other seismic characteristics (longitudinal and/or shear wave velocities, ground seismic acceleration, etc.). However, these are usually fixed only in the third stage of the zoning regarding to the difficulties and costs of their determination. At the first stage of seismic zoning of Bratislava territory, the maximum credible seismic intensities were established for three delimited seismic areas (Fig. 2). The boundaries of these areas follow the geological structures in which the hard rocks basement is covered by the Neogene sediments (of soil to semi-solid rock character) with the thickness more than 0.5 km. After that the basic level of seismic intensities for the areas were determined taking into account the local soil condition.

At the second stage, we used the method of engineering geological seismic microzoning (Hrašna et al., 1994). It was based on engineering geological zoning map in which territorial units (districts) were delimited according to the vertical sequence and thickness of the engineering geological rock types (Hrašna, 1988). These rock types are characterized by a high degree of homogeneity in terms of physico-mechanical properties (IAEG and UNESCO, 1976), and, together with the information on underground water table level (contained in the map) enable to establish amplification factors or directly the increments of seismic intensity. The later ones were established together with longitudinal wave velocities for the engineering geological rock types occurring in the geoenvironment of Bratislava are shown in Tab. 1. The increments, determined for each district on the map, counted to the basic level of seismic intensity of the area, give the values of their local seismic intensity.

According to Fig. 3, the approximate peak ground acceleration can be established for the districts characterized by a certain degree of local seismic intensity. However, in the case of important or ecologically hazardous developments, the real values of the acceleration must be determined by means of geophysical methods.

Rajonizácia seizmických hazardov na území Bratislavy

MIROSLAV HRAŠNA

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

(Doručené 4.4.1996, revidovaná verzia doručená 7.6.1996)

Seismic hazards zoning of Bratislava territory

Seismic shocks not only directly bring the damages or destructions of structures, but also cause changes in physico-mechanical parameters used in computation of slopes stability, earth pressures and bearing capacity of foundation soils. In case of strong ground motion the liquefaction of soils, loss of bearing capacity or slope failure may occur. The paper brings results of zoning of slopes stability and susceptibility of soils to liquefaction during earthquakes on the territory of Bratislava.

Key words: zoning of seismic hazards, dynamic slopes stability, susceptibility of soils to liquefaction

Úvod

Seizmické otrasy porušujú až deštruujú stavby, ale aj zhoršujú parametre fyzikálnych a mechanických vlastností zeminy vstupujúce do výpočtov stability svahov, zemného tlaku a únosnosti základovej pôdy. Silnejšie otrasy môžu spôsobiť až stratu únosnosti a stekutenie zeminy, alebo porušiť stabilitu svahov.

Na území Slovenska sa doteraz (rozličnými metódami) vykonávala iba rajonizácia seizmickej intenzity a priame vplyvy zemetrasenia na základovú pôdu a stavby sa v súlade s ČSN 730036 Seizmické zaťaženie stavieb zisťovali pomocou rôznych súčiniteľov. Rajonizácia stability svahov pri seizmickom namáhaní ani rajonizácia náchylnosti zeminy na stekutenie počas zemetrasenia sa doteraz nerobili.

Z poverenia sekcie geologického výskumu a prieskumu MŽP Slovenskej republiky sa v rokoch 1992 až 1994 uvedenou problematikou na území Bratislavy komplexne zaoberala katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK. Okrem sprostredkovania najnovších metód na výpočet únosnosti základovej pôdy, zemného tlaku a stability svahov v podmienkach dynamického namáhania pri zemetrasení je výsledkom riešenia aj sedem máp v mierke 1:25 000, ktoré okrem rajonizácie seizmickej intenzity obsahujú aj rajonizáciu dynamickej stability svahov a rajonizáciu náchylnosti zeminy na stekutenie pri zemetrasení (Hrašna et al., 1994). Mapy sa zostavili v súlade s odporúčaniami Manual for Zonation of Seismic Geotechnical Hazards (ISSMFE, 1993).

Pretože sme metodiku a výsledky rajonizácie seizmickej intenzity na území Bratislavy už publikovali (Hrašna, 1996), ďalej uvádzame iba metodiku a výsledky rajonizácie dynamickej stability svahov a rajonizácie náchylnosti zemín na stekutenie pri zemetrasení.

Rajonizácia dynamickej stability svahov

Na rajonizáciu stability svahov pri zemetrasení sme použili zjednodušenú metódu výpočtu dynamickej stability

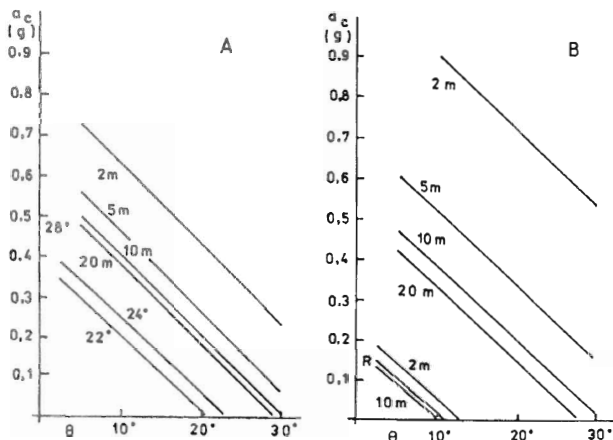
podľa Wilsona et al. (1979). Dá sa ňou vypočítať kritické zrýchlenie, pri ktorom sa na svahu s istým sklonom zosúva vrstva zeminy určitej hrúbky v závislosti od parametrov jej šmykovej pevnosti. Pri rajonizácii možno využiť obrátený postup, v ktorom sa podľa známeho maximálneho zrýchlenia a parametrov šmykovej pevnosti určuje kritický sklon svahu, od ktorého je zemina nestabilná. Riešenie je dané vzťahom

$$a_c = g \left\{ \frac{c}{\gamma h} + (\cos \theta \tan \varphi - \sin \theta) \right\}$$

a_c - kritické zrýchlenie	φ - uhol vnútorného trenia
g - gravitačné zrýchlenie	γ - objemová tiaž zeminy
c - súdržnosť zeminy	θ - uhol sklonu svahu
h - hrúbka vrstvy zeminy	

Po výpočte stability niektorých typov zeminy na svahoch sme dospeli k záveru, že zosuv pri zemetrasení môže nastať najmä v piesčitom alebo hlinítopiesčitom delúviu, aké býva na svahoch budovaných granitoidnými horninami, príp. neogénnymi sedimentmi. Ako vidieť z obr. 1A, málo uľahnutý až kyprý piesok s hodnotou efektívneho uhla vnútorného trenia (φ_{ef}) 24° je pri predpokladanej maximálnej intenzite zemetrasenia na svahoch Malých Karpát 5,5° MM (čo zodpovedá približne zrýchleniu 0,1 g) stabilný na svahoch so sklonom do 18°. Ale pri poklese φ_{ef} o 2 až 3° (napr. v zrážkovom období) je spomenuté delúvium stabilné iba do sklonu svahu 15° a pri predpokladanej maximálnej intenzite 6° MM len na svahu so sklonom do 10°. Stredne uľahnutý hlinitý piesok s hodnotou φ_{ef} 28° a s efektívnou hodnotou súdržnosti 0,01 MPa je pri intenzite zemetrasenia 5,5° MM a hrúbke vrstvy 5 až 10 m stabilný na svahoch do sklonu okolo 27°, ale pri intenzite 6° MM a zvodnení už iba na svahu so sklonom do 14°. Podľa uvedeného rozboru sme na mapách inžinierskogeologického seizmického mikrorajónovania ako potenciálne nestabilné vyznačili svahy s výskytom delúvia príslušného charakteru so sklonom väčším ako 9, resp. 14°.

Z analýzy stability svahov tvorených jemnozrnnými



Obr. 1. Stabilita zeminy na svahoch počas zemetrasenia. A - Deluviálne sedimenty ($\rho_n = 1,8 \text{ g.cm}^{-3}$): piesčité - $\varphi_{ef} = 24^\circ$ a 22° , $C_{ef} = 0$; hlinítopiesčité - $\varphi_{ef} = 28^\circ$, $C_{ef} = 0,01 \text{ MPa}$, B - Jemnozrnné sedimenty panónu ($\rho_n = 1,92 \text{ g.cm}^{-3}$): neporušené - $\varphi_{ef} = 24^\circ$, $C_{ef} = 0,025 \text{ MPa}$; na starých šmykových plochách - $\varphi_{rez} = 10^\circ$, $C_{rez} = 0,002 \text{ MPa}$; 2 m, 5 m, 10 m, 20 m - hrúbka vrstvy súdržnej zeminy.

Fig. 1. Slope stability in the course of earthquake. A - Deluvial deposits ($\rho_n = 1,8 \text{ g.cm}^{-3}$): sandy soils - $\varphi_{ef} = 24^\circ$ and 22° , $C_{ef} = 0$; loamy-sandy soils - $\varphi_{ef} = 28^\circ$, $C_{ef} = 0,01 \text{ MPa}$, B - Finegrained sediments of Pannonian ($\rho_n = 1,92 \text{ g.cm}^{-3}$): undisturbed $\varphi_{ef} = 24^\circ$, $C_{ef} = 0,025 \text{ MPa}$; along the old slip surfaces - $\varphi_{rez} = 10^\circ$, $C_{rez} = 0,002 \text{ MPa}$; 2 m, 5 m, 10 m, 20 m - the thickness of the cohesive soil stratum.

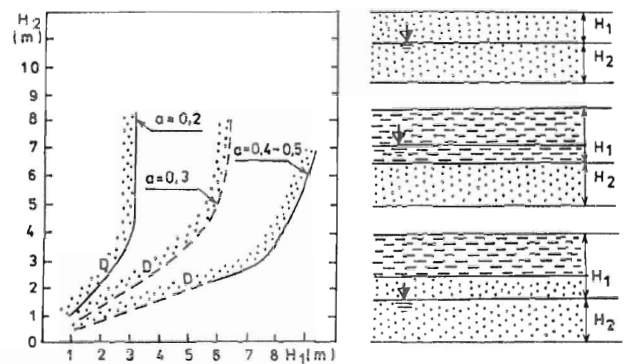
neogénnymi sedimentmi panónského veku (obr. 1B) vychodí, že sú pri predpokladanej intenzite zemetrasenia 6°MM stabilné do sklonu cca 15° a pri 5,5° MM do cca 25° , ale takýto sklon sa v prírode prakticky nevyskytuje. Iná situácia je pri svahoch so starými zosuvnými deformáciami, ktoré vzhľadom na hodnoty charakteristík reziduálnej šmykovej pevnosti ($\varphi_{rez} = 10^\circ$, $C_{rez} = 0,002 \text{ MPa}$) môžu byť pri intenzite 5,5° MM stabilné iba do sklonu 4 až 7° . Takéto prípady však treba zisťovať a posudzovať individuálne.

Skalné svahy, steny a bralá sa pri prognózovanej intenzite zemetrasení môžu narušiť len lokálne, a to pri značne rozvoľnených horninových masívoch. Ich stabilita sa hodnotí osobitnými postupmi (Matys in Hrašna et al., 1994).

Rajonizácia náchylnosti zeminy na stekutenie

Stekutenie zeminy v dôsledku seizmického zaťaženia bolo vo viacerých krajinách hlavnou príčinou škôd spôsobených zemetrasením. Skúsenosti z týchto krajín ukazujú, že stekutiu podlieha najmä jemnozrnný a strednozrnný, kyprý až stredne uľahnutý piesok. Okrem zrnitosti a uľahnutosti pravdepodobnosť jeho stekutia závisí najmä od intenzity zemetrasenia, zaťaženia jeho povrchu, ale aj od ďalších faktorov.

Pri rajonizácii záujmového územia z hľadiska výskytu piesku náchylného na stekutenie sme vychádzali zo zhodnotenia kriviek jeho zrnitosti a z uľahnutosti zistené penetračnými a presiometrickými skúškami pri rozličných prieskumoch na území Bratislavy. Zistili sme, že v území je na stekutenie náchylný najmä fluvialny piesok najmladších dunajských náplavov (würm - holocén). Na po-



Obr. 2. Hraničné krivky prejavov stekutia na povrchu územia. (Ishihara, 1985, upravené). H_1 - hrúbka povrchovej vrstvy, H_2 - hrúbka vrstvy, ktorá stekutí, D - oblasť účinkov stekutia na povrchu, a - maximálne zrýchlenie [g].

Fig. 2. Boundary curves for surface manifestation of liquefaction (modified from Ishihara, 1985). H_1 - thickness of the surface unliquefiable layer, H_2 - thickness of the liquefiable layer, D - area of surface manifestation of liquefaction, a - peak acceleration in g.

vrch vystupuje hlavne v Petržalke, miestami aj v iných častiach mesta. Ojedinelý výskyt deluviálneho a proluviálneho piesku náchylného na stekutenie sme zistili v severnej časti územia pri ceste do Záhorskej Bystrice. Piesok je prevažne strednozrnný, sčasti jemnozrnný, stredne uľahnutý až kyprý, jeho efektívny uhol vnútorného trenia je 26° až 34° a objemová hmotnosť 1,7 až $1,9 \text{ g.cm}^{-3}$.

Pri hodnotení možných vplyvov stekutia piesku na povrch územia a technosféru treba vychádzať z pomeru hrúbky povrchovej vrstvy zeminy, ktorá nie je náchylná na stekutenie, k hrúbke podložnej vrstvy, ktorá pri zemetrasení stekutí. Všeobecne je vžitý náhľad, že ak je hrúbka povrchovej vrstvy väčšia ako hrúbka podložnej vrstvy, škody na území a v technosfére sú zanedbateľné. Ale to platí iba pri nižšej intenzite, prejavujúcej sa zrýchlením približne do 0,2 g. Pri väčšom zrýchlení treba použiť výpočtové, resp. grafické metódy. Ishihara (1985) odporúča na zisťovanie možnosti vzniku škôd spôsobených stekutím piesku jednoduchú grafickú metódu (pozri obr. 2).

Záver

Podľa inžinierskogeologickej mikrorajonizácie seizmickej intenzity (Hrašna et al., 1994) sa jej hodnoty na území veľkej Bratislavy pohybujú od 4,5° do 7° MM. Nižšie hodnoty sú charakteristické pre tie časti územia, kde na povrch vystupujú horniny kryštalinika a mezozoika (prevažná časť Malých Karpát), vyššie najmä pre najmladšie fluvialné náplavy v nive Dunaja. Najvyššie hodnoty sa zistili v prípade výskytu hliny mäkkej konzistencie a organických sedimentov (mŕtve ramená Dunaja, slatinné rašelinisko Šúr), ako aj v niektorých častiach mesta s výskytom málo konsolidovaných antropogénnych sedimentov.

Pri analýze stability svahov počas seizmického namáhania sa zistilo, že zosuv pri zemetrasení môže nastať najmä v piesčitom alebo hlinítopiesčitom delúviu so sklonom svahu nad 14° , v niektorých prípadoch už pri sklone

nad 9°. Pozornosť však treba venovať aj starým zosuvom v neogénnych alebo deluviálnych sedimentoch s nízkymi hodnotami charakteristík reziduálnej šmykovej pevnosti, ktoré môžu byť pri seizmickom namáhaní nestabilné už pri sklone svahu 5° až 7°.

Analýza náchylnosti zeminy na stekutenie v dôsledku seizmického zaťaženia preukázala, že v záujmovom území je na stekutenie náchylný najmä fluvialny piesok najmladších dunajských náplavov (würm - holocén), ktorý vystupuje na povrch najmä v Petržalke, miestami aj v iných častiach mesta. Ale pri konkrétnom hodnotení možných vplyvov jeho stekutenia na povrch územia a technosféru treba brať do úvahy aj prítlačenie jeho povrchu.

Literatúra

- Hrašna, M., Matys, M. & Brouček, I., 1994: Inžinierskogeologická seizmická mikrorajonizácia územia Bratislavy. *Manuskript - Katedra inž. geol. PRIF UK, Bratislava*, 53.
- Hrašna, M., 1996: Rajonizácia seizmickej intenzity na území Bratislavy. *Mineralia Slov.*, 28, 219 - 224.
- ISSMFE 1993: Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards. Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering, TC4 ISSMFE. *The Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Tokyo*, 149.
- Ishihara, K., 1985: Stability of Natural Deposits during Earthquakes. *11th Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco*, 1, 321-376. In: *ISSMFE 1993*, 93.
- Wilson, R., Eieczorek, G. & Harp, E., 1979: Development of Criteria for Regional Mapping of Seismic Slope Stability. *1979 Annual Meeting of the Geol. Soc. Amer. In: ISSMFE 1993*, 64.

Seismic hazards zoning of Bratislava territory

On the territory of Slovakia, there has only been performed the zoning of seismic intensity and the influence of earthquake upon the foundation soils or seismic load of construction have been executed by means of various coefficients. Up to now there have not been performed the zoning of slope stability or susceptibility of soils to liquefaction in the course of earthquake. In the region of Bratislava, there was established the local seismicity from 4.5 to 7.0°MM (Hrašna, 1996).

At zoning of slopes stability during the earthquake we have applied the method of dynamic slope stability computation according to Wilson et al. (1979). We have found out (Fig. 1) that slopes failure may occur in the case of slopes', gradient more than 8 up to 15 degrees (depending on soil type and its properties), and, in the case of old landslides with

the low residual shear strenght on the slopes with gradient about 5 to 7 degrees. The zoning of dynamic slopes stability has proved that about 10 % of Small Carpathians Mts. slopes may be unstable through an earthquake

Liquefaction of soils in the course of dynamic load was the main reason of damages caused by earthquakes in many countries. Experience from these countries shows that mainly fine to medium grained sands of loose to medium compactness are susceptible to liquefaction. It was found out that susceptible to liquefaction are especially the youngest sandy deposits of Danube river (würm to Holocene) which have been developed mainly in the district of Petržalka (southern part of Bratislava). To decide whether liquefaction will exert damages on the ground surface, various methods may be used. We used a simple one according to Ishihara (Fig. 2).

Vplyv biodegradačných procesov na výťažnosť Au a Ag zo sulfidných koncentrátov slovenských ložísk

MÁRIA KUŠNIEROVÁ a M. BÁLINTOVÁ

Ústav geotechniky SAV, Watsonova 45, 040 00 Košice

(Doručené 5.6.1996)

The influence of biodegradation processes on recovery factor of gold and silver from sulphides concentrates of Slovak ore deposits

The influence of biodegradation on the structure of bearing sulphide minerals during extraction of following precious metals by cyanide, thiourea and chloride was investigated. A positive effect was observed in three explored ore types: Gold extraction from arsenopyrite-antimonite-pyrite concentrates of Pezinok deposit, silver extraction from tetrahedrite-chalcocopyrite concentrates as well as their roast ores from deposits of Rudňany and Rožňava areas.

Key words: gold refractory ores, gold bearing sulphide concentrate, bioleaching, thiourea, cyanid leaching, gold and silver extraction

Úvod

Získavanie drahých kovov prešlo značným vývojom, ktorý si vynútila rôznorodosť foriem a asociačných pomerov ich výskytu v prírode. Postupné znižovanie významu jednoduchých, klasických metód gravitačnej separácie, neskôr amalgamácie a priamej kyanizácie súvisí s kvalitou dostupných surovinových zdrojov. Výhodných oxidických a rozsypových ložísk Au vhodných na priemyselnú ťažbu je stále menej, a preto je v popredí záujmu najmä vývoj a inovácia technologických postupov sprievodného získavania Au a Ag so sulfidov, ktoré sú druhým najvýznamnejším zdrojom týchto kovov na Zemi. Spracúvaním sulfidických drahokovových zrudnení klasickými metódami vrátane priamej kyanizácie sa dosahuje veľmi nízka výťažnosť Au a Ag, a to od 1%, ale najviac 30 % (Špaldon, 1992). Takéto neuspokojivé výsledky úzko súvisia s formou výskytu a väzby drahých kovov v nosných mineráloch a v zrudnení. Podľa rozličných autorov (Andráš, Križani a Ragan, 1993; Babčan, 1987; Gasparini, 1983; Kušnierová, 1987; Andráš a Ragan, 1994) drahé kovy vystupujú alebo vo „viditeľnej“ forme v asociácii kremeň, elektrum, sfalerit, polybazit, Ag tetraedrit, Au pyrit, galenit, chalkopyrit, alebo v „neviditeľnej“ forme - submikroskopickej a heterogénnej. V takom prípade vytvárajú emulzné uzavreniny a iónový povlak pozdĺž rastových zón kryštálov, príp. sú rozptýlené v trhlínach a deformáciách kryštalickej mriežky alebo priamo v štruktúre nosného sulfidu izomorfne zastupujú pozície stavebného prvku. Vysoký stupeň uzavretia drahých kovov v štruktúre sulfidov si vynútil kombináciu metód ináč veľmi účinnej extrakcie s prípravnými postupmi pyrometalurgickej, tlakovej a biologickej deštrukcie kryštalickej mriežky sulfidov s cieľom maximálne odkryť a sprístupniť drahé kovy pre nasledujúci proces, najčastejšie kyanizáciu.

Z ekonomického porovnania, ktoré spracoval Olivier et al. (1987) pri hodnotení kanadskej technológie BIOTANK LEACH (tab. 1), vyplýva, že na získavanie Au z arsenopyritových koncentrátov je najvýhodnejšia kombinácia biologickej deštrukcie štruktúry sulfidov a kyanizácie biolúženca.

Tab. 1
Náklady na deštrukciu sulfidov pred kyanizáciou Au závodu s kapacitou 100 t denne
Cost comparison of alternative processing of Au-As-Fe concentrates for plants with a daily treating of 100 tons

Metóda deštrukcie sulf. koncentráту	Investičné náklady \$	%	Prevádzkové náklady +10 % odpis S/t
Oxid. praženie	4889000	100	71,19
Tlak. lúhovanie	7481000	153	67,76
Biooxidácia	3778000	77	55,67

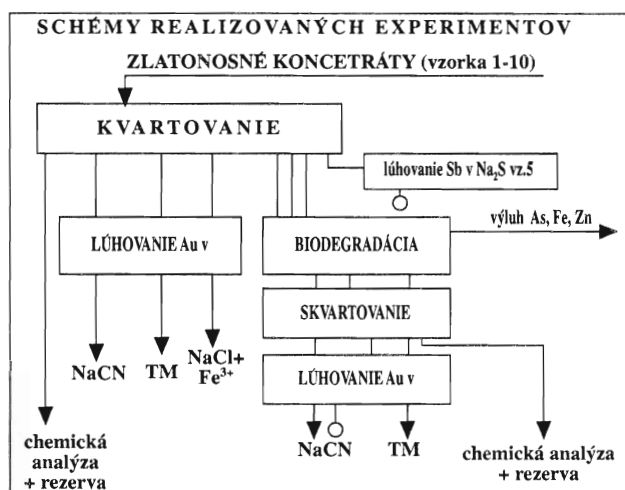
Ďalšou výhodou takéhoto postupu je aj zníženie environmentálnej záťaže okolitého prostredia o exhaláty zlúčenín S a As.

Tieto údaje boli podnetom na experimenty zamerané na overenie vplyvu oxidačnej biodeštrukcie sulfidných Au a Ag koncentrátov slovenskej produkcie na účinnosť nasledujúcich extrakčných procesov drahých kovov.

Experimentálna časť

Materiál

Na výskum sa použili priemyselne vyrábané Au a Ag koncentráty, laboratórne pripravené flotačné koncentráty a výpražky Ag-Cu koncentrátov. Chemické zloženie vzoriek je v tab. 2. Schéma a rozsah experimentov je na obr. 1.



Obr. 1. Schéma experimentov so zlatonosnými vzorkami.

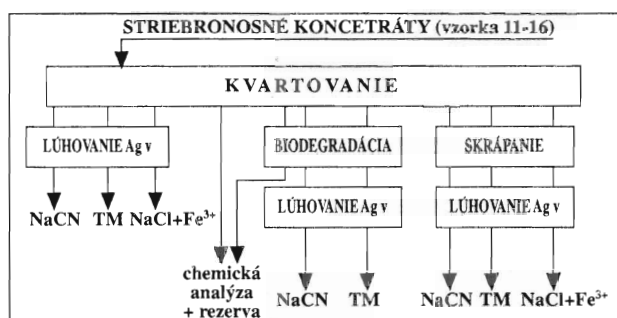
Fig. 1. Scheme of experiments with gold bearing samples.

Metódy

Biodeštrukcia kryštalickej mriežky sulfidov sa vykonala vsádzkovým spôsobom v suspenziách s 20 % hustotou v prítomnosti buniek baktérií *Thiobacillus ferrooxidans* a *Thiobacillus thiooxidans* v prostredí živného média podľa Silvermana a Lundgrena 9K časti A s hodnotou pH na štarte 1,5 pri konštantnej teplote 28 °C na závesnej trepačke pri štyroch obrátkach za sekundu.

Skrápanie ako čiastočná chemodeštrukcia sulfidného matrixu spočívalo v homogenizačnom premletí a nasledujúcom periodickom skrápaní chloridovým roztokom počas 15 - 30 dní.

Extrakcia Au a Ag zahŕňala súbor optimalizačných



Obr. 2. Schéma experimentov so striebornosými vzorkami.

Fig. 2. Scheme of experiments with silver bearing samples.

experimentov s tiomočovinou (TM), kyanidom (NaCN) a na lúhovanie Ag s NaCl (Bumbálek, 1985).

Chemická analýza obsahu kovov vo výluhu a v pevných vzorkách sa vykonala za využitia štandardných metód a prístroja Spectr AAS-30 Varian a AAS-3030 Perkin Elmer.

Schémy experimentov sú na obr. 1 a 2.

Výsledky a diskusia

Au-As-Sb-Fe koncentráty z Pezinka (vzorka 1 - 5 v tab. 3)

Na priame lúhovanie Au zo skúmaných arzenopyritovo-antimonitovo-pyritových vzoriek sa ako vhodnejšie činidlo ukázala TM. Ako pri tiomočovinovom, tak aj pri kyanidovom lúhovaní substrátov sa zistil pozitívny vplyv biodegradačnej predúpravy substrátu, ktorý sa prejavil zvýšením výťažnosti Au zo 4,3 na 85 - 93 %. Z literatúry je známe, že obsah Sb negatívne ovplyvňuje výťažnosť Au, pretože sa na kyanidom uvoľnenom Au tvorí tuhý povlak nerozpustných Sb solí, čo spôsobuje

Tab. 2
Chemizmus a opis skúmaných vzoriek
Chemical composition and descriptions of experimental samples

Číslo	Opis vzorky	Ložisko	Obsah prvkov (%) x (ppm)						
			Au(x)	Ag(x)	As	Sb	Cu	Pb	Zn
1	As-Sb-Fe (FK)	Pezinok	37,7	-	14,6	1,5	-	-	-
2	(FKL)	Pezinok	15,2	-	8,1	4,0	-	-	-
3	(FKL)	Pezinok	13,6	-	2,76	0	-	-	-
4	(FKL)	Pezinok	45,5	-	11,5	8,3	-	-	-
5	(FKL)	Pezinok	34,1	-	9,4	8,2	-	-	-
6	Pb-Zn-Cu (FK)	Hodruša	74,0	-	-	-	1,3	7,0	13,9
7	(FKL)	Zlatá Baňa	76,1	-	-	-	0,3	4,1	14,8
8	(FK)	Hodruša	101,1	-	-	-	0,4	3,7	3,6
9	(GK)	Hodruša	53,2	-	-	-	0	1,6	0,2
10	(O)	Hodruša	2,5	-	-	-	-	-	-
11	Ag-Cu (FK)	Rožňava	-	4000	1,3	15,0	26,1	-	-
12	(FK)	Rudňany	-	230	0,8	3,1	16,2	-	-
13	Cu-výpražky	Rudňany	-	330	0,4	3,5	21,6	-	-
14	Skrápaná 11	Rožňava	-	4000	-	1,3	15,0	26,1	-
15	Skrápaná 12	Rudňany	-	230	0,8	3,1	16,2	-	-
16	Skrápaná 13	Rudňany	-	330	0,4	3,5	21,6	-	-

FK - flotačný koncentrát, GK - gravitačný koncentrát, O - odpad, FKL - laboratórny flotačný koncentrát

buje blokádu kontaktov Au s iónmi CN a O. Takýto proces sme predpokladali pri vzorke 4, preto sa paralelne sledoval aj vplyv prednostného odstraňovania Sb pred lúhovaním vzorky koncentráta v sírniku sodnom. Pri aplikácii tohto kombinovaného dvojstupňového chemického a biologicko-chemického postupu výťažnosť Au v kyanidovom lúhovaní vzrástla zo 4,6 na 98,9 %.

Z pohľadu praktickej aplikácie možno pri priemyselnom koncentrácii (vz. 1) za výhodnejšiu kombináciu označiť biodegradáciu s nasledujúcim tiomočovinným lúhovaním Au z biolúžence, a to hlavne preto, že obidva procesy prebiehajú vo veľmi kyslom prostredí pH 1 - 2, a tak možno vylúčiť neutralizáciu, nevyhnutnú pri kyanidovom lúhovaní (pH 10), čo zároveň predstavuje zhruba 35 % úsporu prevádzkových nákladov (Spencer, Buden a Barret, 1990).

Au-Pb-Zn koncentráty z Hodruše a Zlatej Bane (vzorka 6 - 10 v tab. 3)

Z tab. 3 je zrejmé, že tomuto typu koncentrátov najlepšie vyhovuje priame kyanidové lúhovanie, čo, pochopiteľne, úzko súvisí s prevažne zlatinkovou formou výskytu Au. Pozitívny efekt biodegradácie sa v malej miere prejavil pri vzorke Pb-Zn koncentráta zo Zlatej Bane, odkiaľ sú opísané obidve formy výskytu Au.

Tab. 3

Výsledky extrakcie Au a Ag zo sulfidných koncentrátov
The results of Au and Ag extraction from sulphide concentrates

Číslo vzorky	Výťažnosť Au a Ag v extrakčných postupoch (%)				
	NaCN	BL+NaCN	TM	BL+TM	NaCl+Fe ³⁺
Zlatonosné koncentráty - Pezinok					
1	4,3	85,0	8,1	93,0	6,87
2	-	42,0	10,5	59,7	-
3	12,6	65,6	19,3	53,4	-
4	4,6	89,5	2,3	61,0	-
5	7,9	98,9	-	-	-
Zlatonosné koncentráty - Hodruša					
6	60,0	30,3	16,8	56,3	-
7	80,0	88,3	-	68,1	-
8	92,2	38,9	37,4	61,3	82,62
9	95,6	93,6	36,4	95,3	-
10	69,4	-	-	-	-
Striebronosné koncentráty - Rožňava a Rudňany					
11	1,2	19,2	11,8	37,4	4,5
12	1,9	13,6	34,9	68,4	0,2
13	2,7	25,8	63,8	96,5	21,2
14	11,4	-	30,6	-	39,1
15	14,7	-	32,6	-	61,2
16	13,0	-	53,8	-	95,9 - 100

Ag-Cu koncentráty z Rožňavy a Rudňan (vzorka 11 - 16 v tab. 3)

Na priame lúhovanie Ag sa ako výhodnejšie extrakčné činidlo javí TM, ktorá vykazuje 9 - 17-násobne vyššiu výťažnosť Ag ako NaCN. Biodegradačná predúprava, v ktorej sa prakticky vyextrahuje Cu a časť ďalších kovov, umožňuje zvýšiť výťažnosť Ag v kyanidovom lúhovaní z 1,2 na 19,2 %. Zhruba na tejto úrovni (z 1,2 na 11,4 %) sa prejavil aj pozitívny vplyv chloridového skrúpania. Biodegradačná predúprava v kombinácii s tiomočovinným lúhovaním Ag umožnila zvýšiť výťažnosť Ag maximálne na 68 %.

Najlepšie výsledky boli pri extrakcii Ag z výpražkov v tiomočovinnom lúhovaní po biologickej predúprave, keď sa do roztoku vyextrahovalo 96,5 % Ag, a pri extrakcii Ag z výpražkov skrúpaných a potom lúhovaných chloridovým činidlom, pri ktorej sa do roztoku vyextrahovalo 95,9 - 100 % Ag.

Záver

Výsledky orientačných testov vplyvu biodegradačných procesov na extrakciu drahých kovov umožňujú konštatovať, že:

- biodegradácia umožňuje významne zvýšiť výťažnosť Au z arzenopyritovo-antimonitovo-pyritových koncentrátov ložiska Pezinok,
- biodegradácia neovplyvňuje výťažnosť Au pri lúhovaní rúd a koncentrátov s obsahom voľného viditeľného Au z ložiska Hodruša,
- biodegradácia umožňuje zvýšiť výťažnosť Ag z tetrahedritovo-chalkopyritových koncentrátov z Rožňavy a Rudňan,
- biodegradácia umožňuje významne zvýšiť výťažnosť Ag z Cu výpražkov v tiomočovinnom lúhovaní,
- pri lúhovaní Ag z výpražkov sa ako vhodný postup ukazuje aj nenáročné chloridové lúhovanie v kombinácii s dlhodobým skrúpaním.

Podakovanie. Autorka ďakuje Slovenskej grantovej agentúre pre vedu za podporu GÚ-138 a GÚ-2069, v rámci ktorých sa táto práca realizovala.

Literatúra

- Špaldon, F., 1992: Rozvoj a problémy biotechnologického spracovania zlatonosných rúd. In: *Biolydrometalurgia II. Košice*.
- Andráš, P., Križani, I. & Ragan, M., 1993: Mineralogické aspekty spracovania zlatonosných rúd na ložisku Pezinok-Kolársky vrch. *Rudy*, 41, 48 - 51.
- Babčan, J., 1987: Základné črty fyzikálnej geochemie zlata. In: *Zlato v západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava*.
- Gasparini, C., 1983: Mineralogy of Gold. *CIM Bulletin*, 76, 851.
- Kušnierová, M. et al., 1987: Zdroje stopových, vzácnych prvkov a drahých kovov na Slovensku II. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geol. prieskum, Sp. Nová Ves*.
- Andráš, P. & Ragan, M., 1994: Sulfidické rudy s neviditeľným zlatom na Slovensku. *Mineralia slov.*, 27, 57 - 63.
- Olivier, et al., 1987: Le traitement des minerais d'or. Ses derniers developments. *Manuskript*.
- Bumbálek, V., 1985: Aplikace chloridové technologie pro získávání stříbra z kyzového koncentráta Kutná Hora. In: *Chloračné metódy pri výrobe kovov, úprave rúd a spracovaní nerastných surovín, Košice*.
- Spencer, P., Buden, J. & Elarret, J., 1990: Pilot-plant bio-oxidation of gold-bearing arsenopyrite concentrates. In: *WORLD - GOLD, Cairns*, 59 - 64.

Guánové minerály

DANIEL MORAVANSKÝ

Prírodovedecká fakulta UK, katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 10.1.1996)

Guano minerals

The paper is a review of cave guano minerals from the various parts of the world. A table of the guano minerals contains 56 minerals, divided into 6 sections: nitrates, halogens, sulphates, phosphates, carbonates and organic minerals. In addition to the review, it also describes methods of their study.

Key words: cave guano minerals, methods of their study

Úvod

Guánové minerály patria medzi minerály o ktorých je geologická verejnosť pre značnú roztrúsenosť údajov v pomerne bohatej literatúre v rozličných periodikách informovaná slabšie. Keďže sa v našom podnebí guánové minerály vyskytujú v obmedzených priestoroch s vysokou vlhkosťou, t. j. v jaskyniach a viažu sa prevažne na netopierí trus, zaoberáme sa nimi najmä v súvislosti s jaskyňami.

Termín guáno sa používa na označenie organického sedimentu, ktorý tvoria exkrementy, ale aj uhynuté vtáky alebo netopiere. Je odvodený od staroperuánskeho názvu hnojiva - huano. Už názov sedimentu prezrádza jeho najčastejšie použitie. Základné zložky guána sú H, C, N, P, a S. Podľa pôvodu možno rozlíšiť vtáčie guáno (vyskytuje sa na brehoch Tichého oceánu v Peru, Chile a na priľahlých ostrovoch) a netopierie guáno (vyskytuje sa v rozličných jaskyniach sveta, napr. v jaskyni Petrogale v Austrálii, v jaskyni Domica na Slovensku a i.). Iné klasifikácie vychádzajú z chemických kritérií. Napr. Polanski a Smulikowski (1971) rozlišujú guáno, ktoré ešte v hojnej miere obsahuje rozličné zlúčeniny čpavku, a guáno zložené prevažne z fosfátov Ca.

Vznik guánových minerálov závisí od prítomnosti guána a cirkulácie roztokov. Roztoky presakujú guanom, jeho vylúhovaním získavajú niektoré zo základných zložiek (NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{2-} , CO_3^{2-} a pod.) a pri reakcii so sedimentmi alebo horninami iného pôvodu obsahujúcimi rozličné kationy (Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} a pod.) tvoria chemogénne sedimenty - guánové minerály.

Pre netradičnosť problematiky a chýbajúci podrobnejší prehľad považujeme za účelné guánové minerály, ako aj metodiku ich štúdia opísať podrobnejšie.

Metódy štúdia

Prvou a najzávažnejšou komplikáciou býva množstvo príslušného minerálu, ktoré možno na experimentálne štúdium získať. Ako príklad dvoch extrémov môže poslú-

žiť vzácny archerit, ktorý sa vo forme malých tetragonálnych kryštálov vo fosfatickej kôre vyskytuje iba na lokalite Petrogale Cave (Madura, západná Austrália; Bridge, 1977), a hojný karbonáthydroxylapatit, ktorý bežne tvorí súvislú tmavohnedú kôru hrúbky 2 až 10 mm, opísanú z mnohých lokalít (Goldberg a Nathan, 1975, a i.).

Ďalšia ťažkosť súvisí so spôsobom uchovávaní odobratých vzoriek, lebo tie po vybratí z rovnovážnych podmienok vzniku a existencie časom znehodnocuje dehydratácia. Preto odporúčame uchovávať vzorky v dobre uzavretých skúmavkách a ihneď ich po odobratí spracovávať.

Posledným problémom je výber vhodných identifikačných metód.

Použitie polarizačného mikroskopu na zisťovanie optických vlastností je problematické až nemožné, najmä pri apatite, ktorý môže byť amorfný, kryptokryštalický až jemnokryštalický, a preto neumožňuje využiť najzákladnejšie metódy mineralogického výskumu. Na druhej strane bývajú dobre pozorovateľné sukcesné vzťahy (napr. medzi apatitom a kalcitom) a rozličné formy textúry apatitu. Štúdium optických vlastností iných minerálov (napríklad sadrovca, kalcitu, brushitu, weddellitu a iných vyskytujúcich sa v kryštalickej forme) je, ako potvrdzujú poznatky o týchto vlastnostiach napríklad v práci Bridgea (1973b, 1977), jednoduché.

Rtg. fázová analýza založená na práškových difrakčných záznamoch sa používa ako jedna z nosných identifikačných metód. Vhodné intervaly snímania závisia od skúmaného materiálu. Pri apatite stačí použiť interval od $25,00^\circ$ - $55,00^\circ$ 2θ pri kroku $0,02^\circ$ a čase 1 s (práve v tejto oblasti sú difrakčné maximá umožňujúce rozlíšiť apatit), pri sadrovcovi je vhodný interval od $10,00^\circ$ - $80,00^\circ$ 2θ , pri kroku $0,10^\circ$ a čase 1 s a pri ardealite je to od $5,00^\circ$ - $35,00^\circ$ 2θ pri kroku $0,01^\circ$ a čase 1 s a pod.

Pri príprave preparátov treba pamätať na štiepatelnosť minerálu a z toho vyplývajúcu prednostnú orientáciu. Získané práškové záznamy možno zhodnotiť klasickým prepočtom pomocou Braggovej rovnice alebo systémom ZDS (Ondruš, 1992). Indexáciu, výpočet mriežkových parametrov a ich spravenie metódou najmenších štvorcov

možno urobiť napríklad pomocou programu CELREF (Appleman a Evans, 1973), pričom podmienky na systematické vyhasínanie sa dajú nájsť v 1. diele International tables for X-ray crystallography (1962). Ako referenčné možno použiť napríklad údaje, ktoré publikoval Joint Committee for Powder Diffraction Standards v práci Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974).

Termické metódy (DTA, DTG a TG) sú vhodné najmä na zisťovanie obsahu molekulovej vody a CO_2 . Dobrým príkladom je napr. francoanellit $\text{H}_6(\text{K},\text{Na})_3(\text{Al},\text{Fe})_5(\text{PO}_4)_8 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ a taranakit $\text{K}_3\text{Al}_5(\text{PO}_4)_8 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ z Castellana caves (Puglia, Taliansko), ktorý reprezentuje vyšší hydrát (18 H_2O) tej istej soli (Balenzano et al., 1976).

Orientačné *chemické zloženie* študovaných materiálov sa dá určiť semikvantitatívnou spektrálnou analýzou. Presnejšie výsledky môžu poskytnúť klasické chemické analýzy najmä pri zisťovaní zloženia nitrátov, fosfátov a organických minerálov.

Výhodný návod na určenie chemického zloženia apatitu uvádza napr. Smith a Lehr (1966). Je samozrejmé, že každú vzorku treba pred analýzou zhomogenizovať klasickou procedúrou opakovaného kvartovania a nasledujúceho výberu finálneho podielu. Smith a Lehr (l. c.) odporúčajú obsah CaO , P_2O_5 , F a CO_2 , ktoré sú hlavnými zložkami apatitov, analyzovať takto: Ca volumetricky Kolthoffovou--Sandellovou metódou, P gravimetricky ako molybdatofosforečnan chinolína, F destiláciou vodnou parou s kyselinou chloristou a titráciou s dusičnanom toričitým na purpurínsulfónan ako konečný bod, oxid uhličitý vývojom kyselinou chloristou a absorpciou na ascharite.

Mechanicky neoddeliteľný CaCO_3 a MgCO_3 možno odstrániť extrakciou pomocou Silvermanovho alkalického (pH 8,1) roztoku citranu amónneho. Silvermanova extrakčná procedúra sa modifikovala na dôsledné odstránenie kalcitu, aragonitu a dolomitu z fosfátových vzoriek. V modifikovanej procedúre 1 g podiely s veľkosťou zrna pod 0,074 mm sa suspedovali v 100 ml roztoku citranu amónneho v koncentracii 0,5 mol a vylúhovali pri teplote 65 °C počas 4 hodín s konštantným premiešavaním, po ktorom zmesi stáli 18 dní pri izbovej teplote. Zmesi sa napokon filtrovali a extrahované vzorky sa prepláchli vodou a vysušili pri 105 °C.

Iný návod na zisťovanie chemického zloženia uvádza Balenzano et al. (1979). Obsah zložiek, na základe ktorého sa zistilo zloženie NH_4 -francoanellitu, stanovili takto: K a Na plameňovou fotometriou, Al a PO_4^{3-} gravimetrickými metódami, NH_4 volumetricky destiláciou a kyselinou titráciou a Fe spektrofotometricky.

Podobné postupy vhodné pri ostatných mineráloch možno nájsť v práci Tomička (1949), Jílka a Kofu (1951) a Garaja et al. (1987).

Riadkovacia elektrónová mikroskopia SEM (elektrónovo-optické metódy), ktorá využíva sekundárne elektróny, poskytuje plastické trojrozmerné zobrazenie s vynikajúcou hĺbkou ostrosti a vysokú rozlišovaciu schopnosť, a preto ju možno použiť na štúdium morfológie kryštálov (preparáty pokovené Au). Zisťovanie chemického zloženia minerálnych zložiek v polyminerálnych zoskupeniach

možno urobiť pomocou elektrónovej mikroanalýzy EMPB (preparáty pokovené C).

Pri týchto metódach je problematický sám skúmaný materiál, lebo obsahuje prchavé zložky (H_2O , F , Cl , NH_4 , OH a CO_2), a tak možno použiť iba nízke urýchľovacie napätie (okolo 10 kV, z toho vychodí aj nižšia rozlišovacia schopnosť) a treba pracovať veľmi rýchlo. Pri dlhšom pôsobení elektrónového lúča sa skúmaný materiál postupne deštruuje, čo sa prejavuje najmä tvorbou častých prasklín (predovšetkým pri apatite).

Z ďalších metód, ktoré môžu pomôcť najmä pri identifikácii vzoriek s nedostatočným množstvom materiálu na chemické a rtg. metódy, treba ešte spomenúť *infračervenú absorpčnú spektroskopiu*.

S ohľadom na triedy mineralogického systému uvedené v tab. 1, sú pri experimentálnom výskume guánových minerálov zaujímavé tieto oblasti infračerveného absorpčného spektra: pri nitrátoch a karbonátoch (minerály obsahujúce XO_3 planárne anióny, podľa klasifikácie infračervených spektier, Moenke in Farmer, 1974, trieda I) oblasť medzi 1300 cm^{-1} a 1480 cm^{-1} aspoň s jednou silnou vibráciou a medzi 900 cm^{-1} a 1200 cm^{-1} s obyčajne slabou alebo chýbajúcou absorpciou, pri sulfátoch a fosfátoch (minerály obsahujúce XO_4 tetraedrické skupiny, trieda II) oblasť 800 - 1250 cm^{-1} so strečingovými frekvenciami a 300 - 650 cm^{-1} s vibračnými frekvenciami, pri sulfátoch a fosfátoch (obsahujúce XO_3 planárne anióny a YO_4 tetraedrické skupiny, trieda III) oblasť 1300 - 1480 cm^{-1} a so silnou absorpciou oblasť 800 - 1250 cm^{-1} .

Záznamy infračervených spektier minerálov a ďalšie informácie o interpretácii záznamov infračervených spektier možno nájsť napríklad v práci Farmera (1974).

Výhodnosť tejto metódy zvyšuje malé množstvo vzorky (0,5 až 1 mg) potrebné na získanie záznamu infračerveného absorpčného spektra pri použití metódy dispergovania práškovej vzorky do tuhej látky (napr. lisovaním do KBr tabletiiek).

Prehľad a charakteristika guánových minerálov

Prehľad guánových minerálov v krasových alebo pseudokrasových jaskyniach je v tab. 1, zostavenej na základe týchto prác: Hill a Forti (1986), Axelrod et al. (1952), Balenzano et al. (1976, 1979), Bernard, Rost et al. (1992), Bridge (1973a, b, 1974, 1977), Bridge a Clarke (1983), Durčík et al. (1992), Goldberg a Nathan (1975), Hill a Ewing (1977), Kašpar (1934, 1940), Kettner (1948), Martini (1980), Murray a Dietrich (1956), Pryce (1972), Sakae et al. (1978), Sakae a Sudo (1975), Stibrányi a Ženiš (1986), Stringham (1946), Winchell a Benoît (1963) a Ženiš (1984, 1985).

Štruktúra údajov v tab. 1 je nasledujúca: názov, idealizovaný vzorec, kryštalografická sústava, priestorová grupa (pokiaľ je známa), zaradenie v mineralogickom systéme, meno(á) objaviteľa(ov) minerálu v krasových alebo pseudokrasových jaskyniach, rok, v ktorom bol opísaný, lokalita a spôsob výskytu. Značky ?, ?! a * majú takýto význam: ? - minerál, pri ktorom sa predpokladá, že zdrojom jeho základných zložiek môže byť guáno, ?! - zarade-

Tab. 1
Guánové minerály

Nitráty

Darapskit ?, $\text{Na}_2(\text{SO}_4) \cdot (\text{NO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{P}2_1/\text{m}$, (sk. gerhardtitu), Hill a Ewing, 1977, Flower Cave, Big Bend National Park, Texas, USA; prizmatické bezfarebné priesvitné kryštály dlhé až 0,1 mm vyskytujúce sa spolu s halitom vo forme „jaskynných kvetov“

Hydrombobomkulit, $(\text{Ni}, \text{Cu})\text{Al}_4(\text{NO}_3)_2 \cdot (\text{SO}_4) \cdot (\text{OH})_{12} \cdot 13 - 12\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: neznáma, *, Martini, 1980, Mbobo Mkulu Cave, Nelspruit district, východný Transvaal, JAR; nebovomodrý, tvorí voľné noduly vyskytujúce sa v práškovom alofánovom matrice

Mbobomkulit, $(\text{Ni}, \text{Cu})\text{Al}_4(\text{NO}_3)_2 \cdot (\text{SO}_4) \cdot (\text{OH})_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: neznáma, *, Martini, 1980, Mbobo Mkulu Cave, Nelspruit district, východný Transvaal, JAR; bledomodrý, práškovitý, pseudohehexagonálne tabuľky

Nitramit, NH_4NO_3 , romboická, P.g.: Pnmm , (sk. nitronatritu), Shepard, 1867 ?, Nickjack Cave, Tennessee, USA, Martini a Kavalieris, 1978, Torch, Hall's a Chaos Caves, Transvaal, JAR; bezfarebný, priesvitný, horkoslanej chuti, ľahko rozpustný vo vode, nájdený iba v suchých jaskyniach s vlhkosťou pod 60 %

Nitromagnezit, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{P}2_1/\text{c}$, (sk. nitrobarytu), Martini a Kavalieris, 1978, Torch, Hall's a Chaos caves, Transvaal, JAR; bezfarebný až biely, priesvitný, ostrej horkej chuti, ľahko rozpustný vo vode, nájdený iba v suchých jaskyniach s vlhkosťou menšou ako 75 %

Halogenidy

Halit, NaCl , kubická, P.g.: $\text{Fm}3\text{m}$, (sk. halitu), Hill a Ewing, 1977, Flower Cave, Big Bend National Park, Texas, USA, bezfarebný až biely, tvorí 0,05 až 0,1 mm hrubé vrstvičky, v „jaskynných kvetoch“ prerastený darapskitom

Sulfáty

Aftalit, $(\text{K}, \text{Na})_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, trigonálna, P.g.: $\text{P}3\text{m}1$, (sk. anhydritu), Bridge, 1973, Murra-el-elevyn Cave, Nullarbor plain, západná Austrália; biela kryštalická kôra prerastajúca sa so syngenitom, monetitom a whitlockitom ?!

Ardealit, $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot (\text{HPO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: neznáma, (rad sadrovca), Schädler, 1932, Cioclovina Cave, Rumunsko; biely až žltý, práškovitý, izoštruktúrný so sadrovcom a brushitom

Leontit, $\text{NH}_4\text{Na}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, romboická, P.g.: $\text{P}2_12_12_1$, (sk. mirabilitu - syngenitu), Taylor, 1858, bližšie neurčená jaskyňa pri Comayague, Honduras; žltý a bezfarebný, sklený lesk, slanej až horkej chuti

Sadrovec, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{I}2/\text{a}$, (rad sadrovca) Schädler, 1932, Cioclovina Cave, Rumunsko; jemnokryštalický, za čerstva žltkastý a mazľavý, vyskytuje sa bezprostredne pod guánom alebo ako tabuľkovité kryštály v suchých častiach guána

Syngenit, $\text{K}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{P}2_1/\text{m}$, (sk. mirabilitu - syngenitu), Bridge, 1973, Murra-el-elevyn Cave, Nullarbor plain, západná Austrália; bezfarebný alebo bledožltý ako inklúzie v bifosfamite

Taylorit, $(\text{K}, \text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, romboická, P.g.: neznáma, (člen izomorfného radu mascagnit a arcanit), Bridge, 1973, Murra-el-elevyn Cave, Nullarbor plain, západná Austrália; žltobiely až biely, vo forme kryštálov, horká chuť, spolu s brushitom

Fosfáty

Archerit, $(\text{K}, \text{NH}_4)_2\text{H}_2\text{PO}_4$, tetragonálna, P.g.: $\text{I}42\text{d}$, *, Bridge, 1977, Petrogale Cave, Madura, západná Austrália; lesklé číre prizmatické a pyramídálne kryštály až 2 mm dlhé, tvorí kôru, rozpustný vo vode, vyskytuje sa spolu s bifosfamitom

Bifosfamit, $(\text{NH}_4\text{K})_2\text{H}_2\text{PO}_4$, tetragonálna, P.g.: $\text{I}42\text{d}$, *, Pryce, 1972, Murra-el-elevyn Cave, Nullarbor plain, západná Austrália; lúčovité agregáty zahrotených až 2 mm dlhých prizmatických kryštálov tvoriacich kôru, biely až hnedý, matne zemitý, zvyčajne sklovitý

Bobierrit, $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{P}2_1/\text{c}$, (sk. bobierritu - vivianitu), Ulicki, 1878 ?, MacIvor, 1902, Skipton caves, Victoria, Austrália; bezfarebný, biely, zemitý, tvorí noduly, asociuje so struvitom, brushitom, newberyitom, dittmaritom, hannayitom a scherlitom

Brushit, $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{I}2/\text{a}$?, (sk. haidingeritu - brushitu), vom Rath, 1879, Skipton caves, Victoria, Austrália; stĺpcovité až tabuľkovité kryštály, ihlice, býva zemitý alebo práškovitý, bezfarebný až žltkastý, priehľadný až priesvitný, má sklený, na plochách dokonale štiepatelných podľa (010) dokonca perleťový lesk

Crandallit, $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, trigonálna, P.g.: neznáma, (rad crandallitu), Goldberg a Nathan, 1975, et-Tabun Cave, Mount Carmel, Izrael; biely so zeleným odtieňom, spolu s montgomeritom tvorí vtŕsneniny v dahlilite

Dahlit (karbonáthydroxylapatit), $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{CO}_3)(\text{OH})$, hexagonálna, P.g.: $\text{P6}_3/\text{m}$, (sk. apatitu - pyromorfitu), Dupoy, 1913 ?, bližšie neurčená jaskyňa v Indočíne, Schadler, 1923, Drachen Höhle, Maďarsko; svetlohnedý až citrónovožltý, jantárový až tmavohnedý, tvorí kôru na stenách, stalaktity alebo sa vyskytuje vo vrstvách priamo pod guánom

Diadochit (syn. Destinezit ?), $\text{Fe}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, Triklinická, P.g.: neznáma, (sk. strunzitu - beraunitu), Becker, 1925, Feengrotten, jaskyňa blízko Saalfeldu, východné Nemecko; žltý až hnedý, lastúrnatý lom, zemitá masa, pokrýva strop jaskyne vo forme „kvetov“, asociuje s draselným kamencom

Evansit, $\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, amorfný, P.g.: neznáma, (sk. evansitu - lirokonitu), van der Hammen a Nelson, 1956, bližšie neurčená pieskovcová jaskyňa pri Cunday, Kolumbia; bezfarebný, mliečnobiely s nádychom do žltá, zelený a hnedý, často nachádzaný s limonitom alebo Mn oxidmi

Fluórapatit, $\text{Ca}(\text{PO}_4)_3\text{F}$, hexagonálna, P.g.: $\text{P6}_3/\text{m}$, (sk. apatitu - pyromorfitu) Hill, DuChene a Jagnow, 1972, New Cave, Carlsbad Caverns National Park, New Mexico, USA; modrozelený, masívny, tvorí vrstvy v guáne

Fosfamit, $(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$, monoklinická ?, P.g.: $\text{P2}_1/\text{c}$?, Bridge, 1973, Toppin hill caves, západná Austrália; priesvitné kryštály veľké až 0,5 mm, vyskytuje sa spolu s ureou, aftitalitom a weddellitom

Fosfosiderit, $\text{Fe}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{P2}_1/\text{m}$, (sk. metavariscitu - variscitu), Axelrod, Carron, Milton a Thayer, 1952, bližšie neurčené jaskyne vo východoch ložiska pri Bomi Hill, Libéria, západná Afrika; bezfarebné až ružové kryštály, vyskytuje sa spolu so strengitom

Francoanellit, $\text{H}_6(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_8 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$, trigonálna, P.g.: neznáma, *, Balenzano, Dell'Anna a Di Perro, 1976, Castellana caves, Puglia, južné Taliansko; lesklý, žltobiely, masťný, vyskytuje sa ako guľôčkovité agregáty alebo ako flu podobná masa, vyskytuje sa spolu s taranakitom

Francolit (karbonát fluórapatit), $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, hexagonálna, P.g.: $\text{P6}_3/\text{m}$, (sk. apatitu - pyromorfitu) van der Hammen a Nelson, 1956, bližšie neurčená pieskovcová jaskyňa pri Cunday, Kolumbia; sivý až hnedý, vláknitý, vyskytuje sa ako kôra

Hannayit, $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}_3\text{H}_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, triklinická, P.g.: $\text{P}\bar{1}$, (sk. hannayitu - chudobaitu), MacIvor, 1902, Skipton caves, Victoria, Austrália; tenké stĺpcovité ryhované kryštály a tabuľky, sklený lesk, mäkký, dokonalá štiepatelnosť podľa (001), vyskytuje sa spolu s newberyitom a struvitom

Hydroxylapatit, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$, hexagonálna, P.g.: $\text{P6}_3/\text{m}$, (sk. apatitu - pyromorfitu), Shepard, 1880, bližšie neurčená vápencová jaskyňa na ostrove Mona, Portoriko; rozličné farby: biely, žltý, červenohnedý, tmavohnedý, väčšinou čierny, tvorí kôru alebo kryštály v dutinách

Leukofosfit, $\text{K}, \text{Fe}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{P2}_1/\text{n}$, (sk. leukofositu - farmakosideritu), Axelrod, Carron, Milton a Thayer, 1952, bližšie neurčené jaskyne vo východoch ložiska pri Bomi Hill, Libéria, západná Afrika; lesklá pečenehovhnedá masa, vyskytuje sa spolu s fosfosideritom a strengitom

Minyulit, $\text{K}, \text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH}, \text{F}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, romboická, P.g.: Pmm , (sk. overitu - morinitu), Martini a Kavalieris, 1978, Boons caves, Transvaal, JAR; biely, zamatový, vyskytuje sa spolu s variscitom

Mitridatit, $\text{Ca}_5\text{Fe}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: neznáma, (sk. santafeitu), Martini a Kavalieris, 1978, Boons caves, Transvaal, JAR; zelenohnedý až hnedý, matný a zemitý, nanesený na dahlilite (karbonáthydroxylapatit)

Monetit, CaHPO_4 , triklinická, P.g.: $\text{P}\bar{1}$, (sk. monetitu - schultenitu - whitlockitu), Shepard, 1880, bližšie neurčená vápencová jaskyňa na ostrove Moneta, Portoriko; bledožltý až biely, vyskytuje sa spolu s hydroxylapatitom, whitlockitom?!, aftitalitom a syngenitom

Montgomeryit, $\text{Ca}_4\text{Mg}_3\text{Al}_4(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{C2}/\text{c}$, (sk. overitu - morinitu), Goldberg a Nathan, 1975, et-Tabun Cave, Mount Carmel, Izrael; tmavozelený až bledozelený, vyskytuje sa spolu s crandalitom a dahlilitom (karbonáthydroxylapatitom)

Mundrabillait, $(\text{NH}_4)_2\text{Ca}(\text{HPO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: $\text{Pm}\bar{2}$, Bridge a Clarke, 1983, Petrogale Cave, Madura, západná Austrália; bezfarebný, zemitý lesk, mäkký, rozpustný vo vode, vyskytuje sa spolu s bifosfamitom

Newberyit, $\text{MgHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, romboická, P.g.: Pbca , (sk. newberyitu - steigeritu), MacIvor, 1902, Skipton caves, Victoria, Austrália; krátke, stĺpcovité až tabuľkovité kryštály, bezfarebný, sivastý a hnedastý od nečistoty, priesvitný, vyskytuje sa spolu s hannayitom

Niahit, $\text{NH}_4(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, romboická, P.g.: $\text{Pmn}2_1$, *, Bridge a Robinson, 1983, Niah Great Cave, Sarawak, Malajzia; lúčovité subparalelné zhluky bledooranžových kryštálov, vyskytuje sa spolu s newberyitom

Purpurit, MnPO_4 , rombická, P.g.: Pmnb, (rad trifylínu), Jones, 1960, Gunong Keriang Cave, Malajzia; višňovočervený až purpurový, zemité vrstvy, vyskytuje sa spolu s variscitom

Sampleit, Na, Ca, $\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_4\text{Cl} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, rombická, P.g.: 2/m2/m2/m, (rad levandulitu), Simpson, 1952, Jingemia Cave, západná Austrália; glazúrovomodrý, tenké lištovité kryštály, vyskytuje sa spolu s romanechitom a s inými fosfátmi

Sasait, $(\text{Al}, \text{Fe})_6(\text{PO}_4, \text{SO}_4)_5(\text{OH})_3 \cdot 35 - 36\text{H}_2\text{O}$, rombická, P.g.: neznáma, *, Martini a Kavalieris, 1978, West Dreifontein Cave, Transvaal, JAR; kriedové agregáty zložené z bezfarebných až bielych lupienkov, vyskytuje sa spolu s variscitom

Sterkorit, $\text{H}(\text{NH}_4)\text{NaPO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, triklinická, P.g.: neznáma, (sk. hannayitu - chudobaitu), Bridge, 1977, Petrogale Cave, Madura, západná Austrália; čistobiely, perleťový lesk, tabuľkovité kryštály

Strängit, $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, rombická, P.g.: Pcab, (sk. metavariscitu - variscitu), Axelrod, Carron, Milton a Thayer, 1952, bližšie neurčené jaskyne vo východoch ložiska pri Bomi Hill, Libéria, západná Afrika; biely, niekedy purpurový, tvorí sklovitý povlak

Struvit, $(\text{NH}_4)\text{Mg}(\text{PO}_4) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, rombická, P.g.: Pm2₁n, (rad struvitu), MacIvor, 1894, Skipton caves, Victoria, Austrália; lesklý, biely, môže byť aj purpurový, dehydruje na newberyit

Taranakit, $\text{K}_3\text{Al}_3(\text{PO}_4)_8 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$, trigonálna, P.g.: R3c, (sk. hanayitu - chudobaitu), Gautier, 1894, Grotto de Minerve, Francúzsko; ihličkovité kryštály, celistvý, ílovitý, práškovitý, biely, snehobiely, žltkastý, veľmi mäkký, podobá sa plastickému sintru, vyskytuje sa spolu s brushitom, francoanellitom, variscitom, hydroxylapatitom a woodhouseitom

Tintit, $\text{Fe}_4(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: neznáma, (sk. strunzitu - beraunitu) Stringham, 1946, bližšie neurčená vápencová jaskyňa v Tintit mining district, USA; krémovobiely až žltý, tvorí porcelánovú až zemitú masu, vyskytuje sa spolu s jarositom a limonitom

Variscit, $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, rombická, P.g.: Pcab, (sk. metavariscitu - variscitu), Machatschi, 1929, Drachen Höhle, Maďarsko; biely až bledožltý, žltastohnedý až hnedý, čierny, môže byť aj purpurový, vyskytuje sa spolu s hydroxylapatitom, brushitom a taranakitom

Vivianit, $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, monoklinická, P.g.: C2/m, (sk. bobieritu - vivianitu), Balenzano, Dell'Anna a Di Perro, 1974, Castellana Cave, Puglia, južné Taliansko; bledomodrý až tmavomodrý, modročierny, príp. zelenavomodrý, vyskytuje sa spolu s hannayitom

Whitlockit ?, $\text{Ca}_9(\text{Mg}, \text{Fe})\text{H}(\text{PO}_4)_7$, trigonálna, P.g.: R3c, (sk. monetitu - schultenitu - whitlockitu), Pérez Martínez a Wiggin, 1953, Eichapote Cave, Mexico; biele až svetlohnedé vlákňité a tabuľkovité kryštály, vyskytuje sa spolu s bifosfamitom

Woodhouseit, $\text{Ca}, \text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{SO}_4) \cdot (\text{OH})_6$, trigonálna, P.g.: R3m, *, Wang, 1982, Jade Lotus Cave, Yang Shuo, Čína; biela, sivobiela až sivožltá kôra, vyskytuje sa spolu s taranakitom

Karbonáty

Kalcit (v zmysle sekundárny s ohľadom na sintrovú výzdobu), CaCO_3 , trigonálna, P.g.: R3c, (rad kalcitu), Kašpar, 1934, jaskyňa Domic, Slovenský kras, Slovensko; biele kryštály ihličkovitého habitusu tvoriace súvislú kôru, vyskytuje sa spolu s dahllitom (karbonát-hydroxylapatitom) a brushitom

Organické minerály

Guánin, $\text{C}_5\text{H}_3(\text{NH}_2)\text{N}_4\text{O}$, monoklinická, P.g.: neznáma, *, Bridge, 1974, Murra-el-elevyn Cave, západná Austrália; biely, jemnozrný, vyskytuje sa vo fosfatickej kôre

Oxamit, $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, rombická, P.g.: P2₁2₁2, (sk. oxalátov), Bridge, 1977, Petrogale Cave, Madura, západná Austrália; bezfarebný až žltastobiely, priesvitný

Uricit, $\text{C}_5\text{H}_4\text{N}_4\text{O}_3$, monoklinická, P.g.: P2₁/a, *, Bridge, 1974, Dingo Donga Cave, Austrália; nesúdržné agregáty zložené z pyramídálnych kryštálov veľkých až 3 mm, priesvitný, bledožltý až bledohnedý, vyskytuje sa spolu s fosfamitom a NH_4 -aftitalitom

Urea (močovina), $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$, tetragonálna, P42₁m ?, Bridge, 1973, Toppin hill caves, západná Austrália; bledožlté až hnedé priesvitné predĺžené pyramídy, tvorí kryštalickú kôru a stalagmity

Weddellit, $\text{Ca}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, tetragonálna, P.g.: I4/m, (sk. oxalátov), Bridge, 1973, Toppin hill caves, západná Austrália; bledožltý až hnedý, vyskytuje sa spolu s ureou, bifosfamitom a aftitalitom

P. g. = priestorová grupa, B. g. = bodová grupa

nie whitlockitu do skupiny guánových minerálov je sporné, pretože whitlockit sa pokladá predovšetkým za minerál meteoritov, * - minerál nie je zaradený do mineralogického systému Bernarda, Rosta et al. (1992).

Záver

Pretože štúdiom guánových minerálov sa zaoberá pomerne úzky okruh mineralógov, považovali sme za potrebné urobiť pomerne podrobný prehľad a charakteristiku minerálov, ktoré možno do tejto osobitnej genetickej skupiny zaradiť. Opísanú metódu treba chápať ako možný návod pre pokračovateľov vo výskume v tejto oblasti. Je prirodzené, že sa uvedené experimentálne procedúry nebudú dať vždy a všetky použiť, a preto bude treba experimentálne techniky vyberať a kombinovať tak, aby boli získané údaje presvedčivé a zároveň korektné, a aby sa pri nových mineráloch alebo pri prvých nálezoch z akéhokoľvek územia rešpektovali pravidlá IMA, naposledy publikované v práci Nickela a Mandarina (1987).

PodĎakovanie: Tento článok venujeme RNDr. Václavovi Cílkovi z Geologického ústavu AV ČR ako podĎakovanie za pomoc pri získavaní časti zahraničnej literatúry.

Literatúra

- Appleman, D. E. & Evans, H. T. Jr., 1973: Indexing and least squares refinement of powder diffraction data. *Geol. Surv. Computer Contrib.*, 20.
- Axelrod, J. M., Carron, M. K., Milton, C. & Thayer, T. P., 1952: Phosphate mineralization at Bomi Hill and Bamuta, Liberia, West Africa. *Amer. Mineralogist*, 37, 883 - 909.
- Balenzano, F., Dell'Anna, L. & Di Pierro, M., 1976: Francoanellite, $H_2K_3Al_5(PO_4)_8 \cdot 13 H_2O$, a new mineral from caves of Castellana, Puglia, southern Italy. *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 2, 49 - 57.
- Balenzano, F., Dell'Anna, L. & Di Pierro, M., 1979: Francoanellite from the "Grotta Della Rondinella" (Little Swallow Cave) in Apulia (southern Italy): A new occurrence and new data. *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 8, 363 - 372.
- Bernard, J. H., Rost, R. et al., 1992: Encyklopedický prehľad minerálů. *Praha, Academia*, 704.
- Bridge, P. J., 1973a: Urea, a new mineral, and neotype phosphammit from Western Australia. *Mineral. Mag.*, 39, 346 - 348.
- Bridge, P. J., 1973b: Guano minerals from Murra-el-elevyn Cave. *Mineral. Mag.*, 39, 467 - 469.
- Bridge, P. J., 1974: Guanine and uricit, two new organic minerals from Peru and Western Australia. *Mineral. Mag.*, 39, 889 - 890.
- Bridge, P. J., 1977: Archerit, $(K, NH_4)H_2PO_4$, a new mineral from Madura, Western Australia. *Mineral. Mag.*, 41, 33 - 35.
- Bridge, P. J. & Clarke, R. M., 1983: Mundrabillaite - a new cave mineral from Western Australia. *Abstr. In: New mineral names. Amer. Mineralogist*, 69, 407.
- Durčík, K., Gaál, J., Gaál, L. & Ženiš, P., 1992: Objav jaskyne Nad Kadlubom. *Slov. kras*, XXX, 17 - 28.
- Farmer, V. C. (Ed.), 1974: The Infrared Spectra of Minerals. *Mineral. Soc. (London)*, 539.
- Garaj, J., Bustín, D. & Hladký, Z., 1987: Analytická chémia. *Alfa, Bratislava*, 744.
- Goldberg, P. S. & Nathan, Y., 1975: The phosphate mineralogy of the et Tabun Cave, Mount Carmel, Israel. *Mineral. Mag.*, 40, 253 - 258.
- Hill, C. A. & Ewing, R. C., 1977: Darapskite, $Na_3(NO_3)(SO_4) \cdot H_2O$, a new occurrence, in Texas. *Mineral. Mag.*, 41, 548 - 550.
- Hill, C. A. & Forti, P., 1986: Cave minerals of the world. *National Speleological Society, Alabama*, 238.
- International tables for X-ray crystallography Vol. I 1962. *The Kynoch press, Birmingham*, 558.
- Jílek, A. & Kořán, J., 1951: Vážková analýza a elektroanalýza. *Praha, Technicko-vědecké nakladatelství*, 720.
- Joint Committee on Powder Diffraction Standards 1974. *Swarthmore, Pennsylvania (USA)*, 833.
- Kašpar, J. V., 1934: Genese guánových minerálů z jeskyně Domic. *Věst. St. geol. Úst.*, 10, Praha, 104 - 111.
- Kašpar, J. V., 1940: O chemickém složení brushitu z Jihokarpatského krasu. *Věst. Geol. Úst. Čechy Mor.*, 16, 55 - 63.
- Kettner, R., 1948: O netopýřím guanu a guánových korosích v jeskyni Domic. *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 15, 41 - 64.
- Martini, J. E., 1980: Mbobonkulite, hydrombobonkulite, and nickelaluminate, new minerals from Mbobo Mkulu Cave, eastern Transvaal. *Abstr. In: New mineral names. Amer. Mineralogist*, 67, 415.
- Murray, J. W. & Dietrich, R. V., 1956: Brushite and taranakite from Pig Hole Cave, Giles County, Virginia. *Amer. Mineralogist*, 41, 616 - 626.
- Nickel, E. H. & Mandarino, J. A., 1987: Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names and guidelines on mineral nomenclature. *Amer. Mineralogist*, 72, 1031 - 1042.
- Ondruš, F., 1992: ZDS software pro analýzu rtg. práškových difrakčních záznamů. *Minpepa, Praha*, 164.
- Pryce, M. W., 1972: Biophosphamite: Second occurrence. *Mineral. Mag.*, 38, 965 - 967.
- Sakae, T. & Sudo, T., 1975: Taranakite from the Onino-Iwaya Limestone Cave at Hiroshima Prefecture, Japan: A New Occurrence. *Amer. Mineralogist*, 60, 331 - 334.
- Sakae, T., Nagata, H. & Sudo, T., 1978: The crystal structure of synthetic calcium phosphate-sulfate hydrate, $Ca_2HPO_4SO_4 \cdot 4 H_2O$, and its relation to brushit and gypsum. *Amer. Mineralogist*, 63, 520 - 527.
- Stibrányi, G. & Ženiš, P., 1986: Vápenná jaskyňa. *Slov. kras*, XXIV, 129 - 143.
- Stringham, B., 1946: Tinticit, a new mineral from Utah. *Amer. Mineralogist*, 31, 395 - 400.
- Winchell, H. & Benoit, R. J., 1963: Taylorite, masegnite, apthitalite, leconteite and oxamite from guano. *Amer. Mineralogist*, 48, 590 - 602.
- Ženiš, P., 1984: Nález brushitu v jaskyni Tmavá skala. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti*, 2 - 3, 41 - 42.
- Ženiš, P., 1985: Brushit z jaskyne Podbanište v Drenčianskom krase. *Cas. Mineral. Geol.*, 30, 4, 436.

Obsah

Odkiaľ, kam a ako vo vedách o Zemi.....	1	Aktivita SGS.....	6
Atlas geotermálnej energie Slovenska.....	2	Recenzia.....	11
Informácie.....	5	Terminologický stĺpček.....	12

Odkiaľ, kam a ako vo vedách o Zemi

Mnohým z nás je jasné, že geologické vedy dnes prechádzajú väčšími zmenami ako kedykoľvek v minulosti. Stojíme zoči-voči javom, ktoré by v prípade, že by sme ich prehliadli, mohli ohroziť samu existenciu geológie. Niektoré z týchto zmien postihujú vedu a techniku ako celok a majú rovnaký alebo väčší vplyv aj na iné disciplíny.

Smerovania vied o Zemi sa dotýka rad naliehavých výziev, medzi ktoré patrí:

1. zaradenie väčšieho množstva poznatkov a techník z príbuzných vedných odborov, z matematiky, informatiky a inžinierstva do učebných programov univerzít bez opustenia unikátnych základov geologických vied a

2. prispôsobenie sa trhu práce, na ktorom nastal posun dopytu od tradičného ťažobného priemyslu k environmentálnym a inžinierskym spoločnostiam.

Zmenený obraz geológie zároveň prináša nové problémy:

1. trend k špecializovaným, úzko zameraným, viac laboratórne ako terénne orientovaným študijným plánom, ktoré v extrémnych prípadoch produkujú len máločo iné ako nezamestnateľných prístrojových technikov s titulom Mgr. alebo PhD;

2. nerealistický tlak na mladých pracovníkov fakúlt (ktorí mali dosť šťastia, že sa im ušlo akademické povolanie), aby publikovali množstvo článkov a zároveň plnili všetky pedagogické a administratívne povinnosti, a to bez ohľadu na to, či ich katedra má postgraduálny program;

3. trend k menším, krátkodobejším, na zisk zameraným súkromným priemyselným spoločnostiam s malým alebo nijakým podielom základného alebo aplikovaného výskumu;

4. vládna politika, ktorá stále viac pokladá základný výskum a základné poznatky za nevýznamné a pre spoločnosť neúčinné;

5. politika univerzít, ktoré úspech študijných odborov vidia v počte absolventov na (ustavične sa znižujúcom) trhu práce;

6. zvýšená vládna „regulácia pre reguláciu“, pravdepodobne s úmyslom poskytnúť zamestnanie regulátorom;

7. príliš malé finančné prostriedky na základný a aplikovaný výskum vo verejnom aj súkromnom sektore.

Tieto výzvy a problémy sa môžu zdať neprekonateľné, no nemuseli by byť, keby geológovia ťahali za jeden povraz ako profesionálna komunita. Je nevyhnutné vystupovať kolektívne pri spoločných záujmoch a aktívnejšie v komunikácii s volenými zástupcami na všetkých úrovniach správy. Lahko je kritizovať politikov, ale na druhej strane sa iba veľmi málo geológov uchádza o politické funkcie, aby zmenili súčasný stav, keď krajinu takmer výlučne vedú nie vedecky založení politici a právnici.

Geológovia by mali byť aktívnejší aj pri konzultáciách o politických roz-

V ostatnom období sa v mnohých krajinách vedú diskusie o smerovaní a budúcnosti geológie. Je to aktuálne aj pre geologické služby a iné geologické organizácie Európy, v ktorých dochádza k značným zmenám v obsahovej orientácii, ale aj k zníženiu rozpočtu na geologické práce, a tým aj počtu zamestnancov. Menia sa aj študijné osnovy a výchova študentov na univerzitách. Analogická situácia je aj na severoamerickom kontinente. V ponúkanej úvahe prof. R. D. Hatchera (súčasný prezident Amerického geologického inštitútu a v rokoch 1992 - 1994 predseda Geologickej spoločnosti Ameriky) je rad podobností aj so situáciou na Slovensku.

hodnutiach, či už ako vedeckí poradcovia na plný úväzok, alebo ako občianski konzultanti vo vedeckých a technologických otázkach. Ale ani takýto prístup nerieši všetky spomenuté problémy.

Ako zrenovovať, upevniť a zároveň zachovať štúdium geologických disciplín? Dobré geovedné akreditačné programy magisterského aj postgraduálneho štúdia by určite pomohli. Zároveň by bolo vhodné presvedčiť univerzitnú administratívu, že prílišná závislosť od vládnych grantov je z hľadiska dlhodobého zdravia akademických inštitúcií nebezpečná. Mala by sa stanoviť realistická miera

kvalitnej výučby a potom i adekvátneho odmeňovania (spätná väzba od absolventov pracujúcich už niekoľko rokov v profesii).

Bolo by dobre odstrániť nedostatky v hodnotení profesorov študentmi (niekde ho dokonca chcú zaviesť!). Medzi faktory prispievajúce k neadekvátnosti súčasného hodnotiaceho systému patrí jeho načasovanie (nikdy nerozdávať hodnotiace formuláre deň po skúške z daného predmetu alebo po prehre miestneho futbalového tímu), spriemerovanie individuálneho bodového zisku, popularita profesora, názory študentov na potrebu predmetu v ich ďalšej kariére.

Treba nejako presvedčiť administratívu, že produkovať väčší počet magistrov a doktorov pre klesajúci počet akademických miest je nezmyselné. Fakulty majú zároveň rovnako ťažkú úlohu presvedčiť tých istých úradníkov, že sú tri a iba tri základné zložky univerzity: študenti, fakulty a knižnica a že úlohou administratívy je pomáhať fakultám a študentom, nie fungovať ako príkazová štruktúra vyrábajúca pravidlá pre vlasný dobrý pocit (pravidlá, ktoré v skutočnosti môžu byť ťažko prekonateľnými prekážkami pre základné prvky univerzity). Rovnaký princíp platí aj pre manažérov vládnych ustanovizní (vrátane geologických služieb) a súkromných spoločností - mnoho z nich stratilo zo zreteľa cieľ ich organizácií.

Z pozitívnejšieho uhla pohľadu však platí, že geovedci so širokým zameraním sú spravidla lepšími administratívnymi pracovníkmi v akademickom, priemyselnom aj súkromnom sektore ako väčšina ostatných vedcov, inžinierov a netechnicky orientovaných ľudí. Je to výsledok nášho tradične široko zameraného vzdelávania a skúseností argumentovať aj nekompletnými súbormi dôkazov. Tento základ, späť s troškou školenia v manažmente a so značnou mierou zdravého rozumu, nám dovoľuje pôsobiť veľmi úspešne v administratívnej, riadiacej a s politikou súvisiacej sfére. V záujme budúcnosti vied o Zemi by viacerí z nás mali namiesto pozície v reaktívnej skupine, ktorá iba kritizuje, aktívne využívať príležitosti na začlenenie sa do „rozhodnutia vytvárajúceho“ procesu. Je to dôležité aj pre samotné udržanie sa našej vedy.

Podľa Geotimes 2/1996 spracoval M.G.

Atlas geotermálnej energie Slovenska

ONDREJ FRANKO, Šalviová 48, 821 01 Bratislava

Atlas geotermálnej energie Slovenska sa spracoval (textovú časť, tabuľky, mapovú časť) v rámci projektu Geologického ústavu Dionýza Štúra Geotermálna energia Slovenska. Do projektu na roky 1991 - 1996 sa pojalo päť čiastkových úloh. Ministerstvo školstva, mládeže a športu roku 1992 schválilo len úlohu Atlas, a to na roky 1991 - 1994. Hlavnými podkladmi pri spracúvaní Atlasu boli výsledky geotermických meraní vo vrtoch na celom území Slovenska a hydrogeotermálny výskum vymedzených geotermálnych oblastí v rokoch 1971 - 1990, keď sa z 26 vymedzených oblastí vrtmi overilo 14 a ďalšie tri sa overili negeotermálnymi vrtmi. Okrem toho sme využili všetky geologické, geotermické a hydrogeologické údaje zhromaždené do roku 1990. Podklady na spracovanie máp zneškodňovania geotermálnych vôd pripravoval Výskumný ústav vodného hospodárstva v Bratislave v rokoch 1991 - 1993 v rámci rezortnej úlohy Ekologické a vodohospodárske aspekty využívania geotermálnych vôd.

Postup prác, organizácie, pracovníci

Geocomplex, a. s., Bratislava od novembra 1991 (roku 1994 THERMEX - M. Král) postupne pripravoval geotermické úrovňové mapy geotermálnych oblastí, mapy hrúbky terciéru v nich, úrovňové geotermické mapy Slovenska, povrchovú mapu hustoty tepelného toku, mapu hustoty tepelného toku na Mohorovičičovu diskontinuitu, histogram hustoty tepelného toku, geotermogramy a karotážne diagramy. Geotermické podklady spracoval M. Král (prvý rok spolu s J. Jančíom), hrúbku terciéru (podkladom bola Štruktúro-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát J. Šefaru et al. z roku 1987) a karotážne diagramy J. Franko. Š. p. Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu v Bratislave pripravil úrovňové litostratigrafické mapy z neogénnych geotermálnych oblastí. Spracoval ich I. Hrušecký, M. Pereszleányi a M. Slávik. Podľa odporúčania Slovenského geologického úradu z apríla 1992 sme naše požiadavky na počítačové spracovanie máp riešili spoluprácou s Geofondom Bratislava.

Ako prvé sme v 1. polroku 1992 dostali od subdodávateľov mapy podunajskej panvy. Do nich O. Fusán spracoval predterciérne podložie, O. Franko hydrogeotermálnu náplň a L. Mateovič ich rozkreslil. Geofond jednoúrovňovú mapu na počítači pripravil až v 1. polovici roku 1993. To termín dokončenia úlohy oddialilo. Potom sa v s. r. o. ESPRIT v Banskej Štiavnici do konca roka 1994 zabezpečilo počítačové spracovanie a vytlačenie máp a textu do Atlasu. Mapy na počítači pripravila E. Čečetková, J. Roháč, Z. Vágó a I. Zvara.

Predterciérne podložie v mapách a rezoch spracoval O. Fusán a spolu s P. Grossom aj paleogén tých oblastí, v ktorých neogén nie je zastúpený O. Fusán spracoval aj geológiu do všetkých máp v mierke 1:1 000 000. Rezy do máp situoval O. Franko s O. Fusánom, morfológiu rezov, stratigrafické, litologické a tektonické rozhranie do nich situoval D. Marcin a potom ich O. Franko a O. Fusán skompletizovali. Mapu a rez stredoslovenských neovulkanitov (terciér) pripravil V. Konečný a J. Lexa a východoslovenských neovulkanitov M. Kaličiak. Mapy a rezy vymedzených oblastí, v ktorých je zastúpený neogén, ako aj legenda k nim sa konzultovali s M. Elečkom a D. Vassom. Hydrogeotermálny obsah do máp viedenskej panvy, trnavského a piešťanského zálivu, Ilavskej a Trenčianskej kotliny a Žilinskej kotliny spolu s terciárnou náplňou v rezoch a východoslovenskej panvy spracoval A. Remšík a do máp a rezov ostatných oblastí O. Franko. Mapy využiteľného množstva geotermálnej energie centrálnej depresie a Liptovskej

kotliny spracoval M. Fendek. Všeobecnú legendu, mapu priemernej ročnej teploty vzduchu, tematickú geotermálnu mapu, mapu vymedzených geotermálnych oblastí, mapy geotermálnej aktivity vymedzených oblastí, mapu indexov nasýtenia, mapu využiteľného množstva geotermálnej energie a mapu vykurovacích období na rozkreslenie pripravil O. Franko a mapu vrtoch s geotermickými meraniami M. Král. Mapy technologických vlastností geotermálnych vôd a ich zneškodňovania po tepelnom využití roku 1994 zhotovila Vodohospodárska inžinierska konzultačná agentúra v Bratislave (V. Drozd, J. Maťo, P. Pašeková, J. Póbiš, K. Vika). Mapy a rezy roku 1994 spolu s L. Mateovičom rozkreslovala A. Chomová, sčasti C. Habovštiaková, H. Beganová, E. Belková a Z. Mikóczyová.

Atlas okrem mapovej časti obsahuje tabelárnu časť a textové vysvetlivky. Teplotu vo vrtoch a hodnoty hustoty tepelného toku spracoval M. Král a geotermálne zariadenie a pramene O. Franko.

V úvode textových vysvetliviek sa poukazuje na tri základné hľadiská: na vývoj získavania podkladov, na znečistenie životného prostredia všeobecne a význam využívania geotermálnej energie na Slovensku konkrétne vo vzťahu k ušetrným klasickým palivám, a tým k zníženiu emisií a na poslanie Atlasu. V koncepcii sa uvádza hlavne spôsob znázorňovania geotermálnej aktivity územia a charakteristické prvky použité pri konštrukcii máp. Obidve state pripravil O. Franko. Metodiku zostavovania Atlasu za geológiu spracoval M. Slávik (terciér) a O. Fusán (predterciérne podložie), za geotermiku M. Král, za hydrogeotermiu O. Franko a M. Fendek (výpočet hydraulických parametrov), za karotáž J. Franko, za termodynamickú rovnováhu minerálnych fáz D. Bodiš, za technologické vlastnosti geotermálnych vôd V. Drozd, za likvidáciu tepelne využitých geotermálnych vôd K. Vika a za zdroje a využiteľné množstvo geotermálnej energie O. Franko a M. Fendek (matematické modely geotermálnych nádrží). Geotermálnu preskúmanosť územia spracoval O. Franko, A. Remšík ju doplnil o prehľad rukopisných správ hodnotiacich niekoľko vymedzených geotermálnych oblastí a o metodiku vyhľadávania geotermálnych zdrojov. A Remšík spolu s O. Frankom usporiadali mapovú časť Atlasu. V geotermálnej charakteristike územia geologickú stavbu spracoval O. Fusán, geotermické pole M. Král a hydrogeotermiu O. Franko spolu s D. Bodišom (genetické typy geotermálnych vôd), V. Drozdom (technologické vlastnosti vôd), K. Vikom (likvidácia tepelne využitých vôd) a s M. Fendekom (hodnotenie využiteľného množstva geotermálnej energie). Hydrogeotermálnu charakteristiku oblastí podľa literárnych a archívnych podkladov a zostavených máp pripravil O. Franko s O. Fusánom (štruktúro-tektonická stavba predterciérneho podložía), D. Vassom (neogén), V. Konečným a J. Lexom (stredoslovenské neovulkanity), M. Kaličiakom (východoslovenské neovulkanity), V. Drozdom (technológia vôd), K. Vikom (likvidácia tepelne využitých vôd) a s M. Fendekom (matematické modelovanie využiteľného množstva geotermálnej energie v centrálnej depresii podunajskej panvy a v Liptovskej kotline). Hydrogeotermálna charakteristika vymedzených oblastí je spracovaná, ako konštatoval oponent L. Melioris, „dôsledne vhodne rovnakým spôsobom“. Podobne sa postupovalo pri príprave ostatných častí textových vysvetliviek. Tabelárnu a textovú časť Atlasu na počítači spracovala E. Chorvátová.

Účelová aprobačná komisia v zložení M. Polák (predseda), A. Biely, P. Malík, M. Račický a M. Zakovič (členovia) postupne v priebehu roku 1994 posúdila prvé nátlacky tak, že na oponentúru čiastkovej záverečnej správy Atlas geotermálnej energie Slovenska 15.12.1994 boli predložené dva nátlacky. Druhé nátlacky máp, rezov a diagramov zhodnotila stála aprobačná komisia mapy (pred-

Tab. 1. Prehľad hydrogeotermálnych máp vymedzených geotermálnych oblastí

Vymedzené geotermálne oblasti	Úrovnňové mapy a mapy predterciérneho podložia								predterc. podložie	rezy
	500	1000	1500	2000	2500	3000	4000	5000		
	m									
Viedenská panva	+	+		+		+		+	+	2
Podunajská panva (centrál. depresia, komárň. kryha, levoická kryha a dubnícka depresia, komjatická depresia)	+	+	+	+	+	+	+	+	Východná časť	6
Topoľ. záliv + Bánovská kotlina		+		+		+	+		+	2
Hornonitrianska kotlina	+	+		+		+			+	2
Trnavský, piešťanský záliv		+		+		+		+	+	1
Ilavská a Trenčianska kotlina		+		+		+		+	+	2
Žilinská kotlina		+		+		+			+	1
Turčianska kotlina		+		+	+				+	1
Skorušinská panva		+		+		+	+		+	2
Liptovská kotlina		+		+		+			+	2
Levočská panva		+		+		+	+		+	2
Stredoslov. neovulkanity	+	+	+	+		+		+	+	1
Lučenská a Rimavská kotlina	+	+	+							1
Východoslovenská panva (humenský chrbát, Košická kotlina, Beša - Čičarovce)	+	+		+		+	+	+	Západná časť	2

seďa M. Polák). Redakciu textových vysvetliviek po úprave podľa oponentúry (vykonali O. Franko, M. Fendek, M. Král, A. Remšík, K. Vika) urobil J. Roháč st., do angličtiny ich preložil (aj texty v mapách) L. Böhmer, anglický preklad skontroloval J. Jetel. Pri oponentúre záverečnej správy úlohy Geotermálna energia Slovenska 16.2.1995 sa v konečnej podobe demonštroval aj Atlas geotermálnej energie Slovenska (redakčne upravené textové vysvetlivky, tretie nátlaky máp). Z prostriedkov úlohy bolo vytlačených 200 ks a z rozpočtu MŽP SR 100 ks Atlasu.

Obsah atlasu

Potreba zostaviť Atlas vychádzala z nevyhnutnosti prehľadne graficky znázorniť veľké množstvo geotermických, hydrogeotermálnych, geochemických a geologických dát a poznatkov o technologických vlastnostiach geotermálnych vôd a o možnosti ich zneškodňovania. Údaje potvrdzujú základný poznatok, že „na Slovensku sú splnené ekonomické limity energetických výkonov, ktoré dovoľujú v menších hĺbkach získať väčšie množstvo teplejších vôd a exploatovať teplo suchých hornín“ (Franko, 1990). Priemerná geotermálna aktivita vnútorných Západných Karpát sa rovná svetovému priemeru alebo je vyššia (priemerný geotermický gradient je $39\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, svetový $30\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ a priemerná hustota zemského tepelného toku asi 82 mW.m^{-2} , svetová 70 mW.m^{-2}). Hodnoty teploty a z nej vypočítaný geotermický gradient sa získali z 376 vrtov (z nich je 61 geotermálnych) hlbších ako 500 m a hodnoty hustoty tepelného toku sa vypočítali zo 136 vrtov (Král in Franko et al., 1995). V mapách Atlasu je geotermálna aktivita územia znázornená najvýznamnejším vyjadrovacím prostriedkom - farbou. Rovnako sú v mapách a rezoch farbou znázornené teplotné polia v rozličnej úrovni od povrchu terénu a pole hustoty tepelného toku. Tento základný koncepčný prvok (napr. na rozdiel od Atlasu geotermálnych zdrojov Európskeho spoločenstva, Rakúska a Švajčiarska; Haanel a Staroste, eds., 1988; v ktorom sa tieto polia vyjadrujú len farebnými líniami s geológiou v m. n. m.), považujeme z metodického a praktického hľadiska (priama hĺbka s teplotou) za rozhodujúci. Teplotné polia medzi izotermami majú na všetkých mapách rovnaký rozostup a farbu. Stratigrafia je vyjadrená písmenami latiniky a litostratigrafické a tektonické jednotky rastrom podľa jednotnej legendy pre základné geologické mapy 1:25 000 (Sine, 1972).

Geotermálna aktivita sa vyjadruje vo viacerých mapách. Prvou je *tematická geotermálna mapa* v mierke 1:1 000 000. Zobrazuje základnú geologickú stavbu Západných Karpát a v nej rozšírenie geotermálnych vôd pomocou bodových značiek reprezentujúcich tak prirodzené vývery (už sú zachytené vrtmi) geotermálnej vody, ako aj nové zdroje overené vrtmi. Mapa potvrdzuje zviazanosť geotermálnych vôd s vnútornými Západnými Karpátmi. Druhou a treťou mapou je *mapa hustoty povrchového tepelného toku* so základnými štruktúro-tektonickými a geologickými jednotkami (sprevádza ju histogram hustoty tepelného toku) a *mapa tepelného toku na Mohorovičičovej diskontinuite* so základnými štruktúro-tektonickými blokmi. Účelom týchto máp je dokumentovať podiel zostatkového tepla Zeme a tepla produkovaného zemskou kôrou najmä z rozpadu rádioaktívnych prvkov. Významné je aj zvýšenie hustoty tepelného toku ako výsledku tepla pochádzajúceho z neovulkanických telies v zemskej kôre. Okrem toho môžu byť obidve mapy východiskom úvah o hĺbnej stavbe a jej vzťahu k tepelnému toku, resp. naopak. Štvrtými sú *geotermálne mapy Slovenska v mierke 1:1 000 000*. Sú to úrovňové teplotné mapy z hĺbky 1000, 2000, 3000, 4000 a 5000 m. Na každej z nich je zobrazená aj predpokladaná geologická stavba v danej hĺbke (svojím spôsobom ide o prvé štruktúro-tektonické mapy z takejto hĺbky. Teplotné pole sa opiera o vrty zodpovedajúce hĺbke, z ktorej sú teplotné merania. Prednosťou týchto máp v porovnaní s hydrogeotermálnymi mapami oblastí je v znázornení teplotného poľa celého územia. Na ich základe možno vybrať a zhodnotiť vhodné územia na exploataciu tepla suchých hornín, resp. na iné účely. Tieto mapy sú sprevádzané geotermogramami a dvoma rezmí, vedenými tak, aby prechádzali cez najväčší počet vymedzených geotermálnych oblastí. Izotermie v nich (tiež v rezoch cez hydrogeotermálne mapy vymedzených geotermálnych oblastí) predstavujú nádržové teplotné rozhrania medzi nízkoteplotnými (pod $130\text{ }^{\circ}\text{C}$), strednoteplotnými ($130 - 180\text{ }^{\circ}\text{C}$) a vysokoteplotnými (nad $180\text{ }^{\circ}\text{C}$) vodami. Rozostup $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ sa dodržiava aj smerom k nižšej teplote, takže v rezoch je znázornená izoterma 30, 80, 130 a $180\text{ }^{\circ}\text{C}$. Piatou a šiestou mapou sú *mapy geotermálnej aktivity vymedzených geotermálnych oblastí*. Z mapy geotermálnej aktivity podľa hustoty tepelného toku vidieť oblasti s vyššou a nižšou geotermálnou aktivitou, ako je normálna (je daná priemernou svetovou hodnotou asi 70 mW.m^{-2}), resp. sú rozložené okolo nej. Pri mape geotermálnej aktivity podľa teploty sa zvolila

hlbka 2000 m, nie zaužívaných 1000 m. Viedli k tomu dva dôvody: 1. v tejto hĺbke je už menšie ovplyvnenie teplotného poľa morfológiou terénu (pohoria nad úrovňou povrchu nížin a kotlín sú prechladené, čo sa v nich a v ich okolí odráža aj vo väčšej hĺbke) a studenými podzemnými vodami ako v hĺbke 1000 m; 2. prevládajúca hĺbka geotermálnych vrtov medzi 1500 - 2500 m (Franko, 1994). Na vhodnosť takejto voľby poukazuje takmer zhodný priebeh polí na obidvoch mapách. Teplota 70 °C, zodpovedajúca priemernému geotermickému gradientu 30 °C.km⁻¹, je v hĺbke asi 2000 m a hodnote gradienta 39 °C.km⁻¹ zodpovedá teplota asi 80 °C. Podobne ako v predchádzajúcom prípade, aj na tejto mape vidieť, ktoré oblasti ležia v teplotnom poli s vyššou a s nižšou teplotou, resp. sú rozložené okolo nej. Šiesty druh predstavujú *hydrogeotermálne mapy vymedzených geotermálnych oblastí*. Mapy sú v mierke 1:200 000 a z nej boli väčšinou zväčšené (ojedinele zmenšené) na formát zrkadla vhodného pre atlas (vzorom bol Atlas Európskeho spoločenstva). Na rozdiel od geotermálnych máp je v týchto mapách aj hydrogeotermálny obsah, totožný s obsahom Atlasu Európskeho spoločenstva. Znázornené sú geotermálne zariadenia, vrty s geotermickými meraniami s údajmi a bez nich o chemizme vody a hydrogeologické objekty (napr. na mapách podunajskej panvy je 276 bodov). Každú oblasť reprezentujú úrovňové mapy a oblasti, v ktorých je v predterciálnom podloží mezozoikum (v ňom sú triasové kolektory) aj mapy predterciálneho podložia. Táto kombinácia obidvoch druhov máp (tab. 1) poskytuje pomerne dobrú predstavu o priestorovom rozložení predterciálnych kolektorov a tepla suchých hornín. Mapy sú spravidlané rezmí, väčšinou prechádzajúcimi geotermálnymi vrtmi. Niektoré z rezov, napr. východoslovenskou panvou a stredoslovenskými neovulkanitmi, prechádzajú viacerými vymedzenými geotermálnymi oblasťami, takže súčasne nahrádzajú rezy ku geotermálnym mapám. Mapy sú spravidlané aj geotermogramami z jednotlivých oblastí a niekoľkými karotážnymi diagramami s typickými kolektormi geotermálnej vody (telesá piesku až pieskovca - centrálna depresia podunajskej panvy, dolomitu a vápenca - komárňanská a levická kryha, topoľčiansky záliv, Liptovská kotlina). Z diagramov vidieť nielen odraz litologických celkov na krivkách, ale aj to, ktoré metódy sú na vyčleňovanie odlišných kolektorov (napr. piesok, dolomit a vápenec) najvhodnejšie.

Popri geotermálnych mapách v mierke 1:1 000 000 je v rovnakej mierke mapa využiteľného množstva geotermálnej energie a indexov nasýtenia geotermálnych vôd. V prvej mape je rozlíšené obnovované a neobnovované, pravdepodobné a prognózne využiteľné množstvo geotermálnej energie. Z centrálnej depresie podunajskej panvy a Liptovskej kotliny (je v nich najviac geotermálnych vrtov) sú navyše podrobnejšie mapy prognózneho využiteľného obnovovaného množstva geotermálnej energie. Aby sa rovno z Atlasu dala zísť priemerná ročná teplota vzduchu a vykurovacia sezóna v oblastiach, je v ňom aj mapa priemernej ročnej teploty vzduchu Slovenska za roky 1931 - 1960 a mapky vykurovacích období (ich začiatok a trvanie). Obidve mapy sú vhodné pre spracovateľov technicko-ekonomických štúdií využívania geotermálnej energie. Atlas uzatvárajú mapy technologických vlastností geotermálnych vôd a možnosti ich zneškodnenia po využití. Obidva aspekty registruje tá istá mapa. Mapy zobrazujú technologické vlastnosti geotermálnej vody z hľadiska energetického využívania, poukazujú na možnosti jej vypúšťania do vodárenských a ostatných povrchových tokov z hľadiska kapacity zdroja geotermálnej vody a prietoku tokov, resp. v prípade nedostatočného prietoku na jej riedenie obyčajnou studenou podzemnou vodou z vodárenských rájónov, príp. na nevyhnutnosť reinjektáže. Na znázornenie technologických vlastností sa použili terčové grafy, podobné ako na mape minerálnych vôd ČSSR (Franko a Kolářová, 1983). Veľkosť zriedovacej kapacity vodárenských

Tab. 2. Prehľad máp v atlase

Názov	Počet
Celoslovenské mapy (mapy + rezy)	16 + 2
Viedenská panva (mapy + rezy)	6 + 2
Podunajská panva (mapy + rezy)	10 + 6
Topoľčiansky záliv, Bánovská kotlina (mapy + rezy)	5 + 2
Hornonitrianska kotlina (mapy + rezy)	5 + 2
Trnavský záliv, Piešťanský záliv (mapy + rezy)	5 + 1
Ilavská a Trenčianska kotlina (mapy + rezy)	10 + 2
Žilinská kotlina (mapy + rezy)	4 + 1
Turčianska kotlina (mapy + rezy)	4 + 1
Skorušinská panva (mapy + rezy)	5 + 2
Liptovská kotlina (mapy + rezy)	5 + 2
Levočská panva (mapy + rezy)	5 + 2
Stredoslovenské neovulkanity (mapy + rezy)	7 + 1
Lučenská a Rimavská kotlina (mapy + rezy)	3 + 1
Východoslovenská panva (mapy + rezy)	7 + 2
Profily geotermálnych vrtov - karotážne diagramy	8
Histogram tepelného toku	1
Geotermogramy	13
Mapy možností zneškodnenia využitých geotermálnych vôd	14
Spolu mapy + rezy	111 + 29

a ostatných povrchových tokov a vodárenských rájónov je znázornená farebnými plochami a spresnená písmenami latinky a arabskými číslicami. Prehľad všetkých máp, rezov a diagramov je v tab. 2.

Tabelárna časť Atlasu má rovnaký obsah ako Atlas Európskeho spoločenstva. Obsahuje tabuľku vrtov s nameranou a dorátnou teplotou do 6000 (376 vrtov) a hodnotami hustoty tepelného toku (zo 136 vrtov), geotermálnymi zariadeniami (69) a s prameňmi (26). Niektoré vrty sa prekrývajú s geotermálnymi zariadeniami (52), takže dovedna ide o 418 lokalít v tabuľkách.

Záver

Atlas geotermálnej energie Slovenska je grafickým zobrazením údajov zhromaždených približne za ostatných 30 rokov a spracovaním textových vysvetliviek na úrovni poznatkov poslednej dekády tohto storočia. Je zavŕšením 20-ročného výskumu geotermálnej energie v Geologickom ústave Dionýza Štúra, pričom sa, ako vždy, zužitkujú aj výsledky ostatných geologických organizácií. Atlas poskytuje prvú a základnú informáciu o priestorovom rozšírení zdrojov geotermálnej energie.

Literatúra

- Franko, O., 1990: Geotermálna energia Slovenska. [Dokt. diz. práca.] *Manuskript - archív GÚDŠ*, 145.
- Franko, O., 1994: Geotermálna preskúmanosť Slovenska. *Mineralia slov.*, 26, 285 - 290.
- Franko, O., Fusán, O., Král, M., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Drozd, V. & Vika, K., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. *GÚDŠ Bratislava*, 267.
- Franko, O. & Kolářová, M., 1983: Mapa minerálnych vôd ČSSR 1:500 000. *GÚDŠ Bratislava*.
- Haenel, R. & Staroste, E. (Eds.), 1988: Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. *Comm. of the European Communities, Brussels-Luxembourg*.
- Šefara, J. et al., 1987: Štruktúro-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk - geofyzikálne interpretácie. Súbor máp a text k súboru máp. *Manuskript - Geofond Bratislava*, 267.
- Sine, 1972: Jednotná legenda pre základné geologické mapy. *Manuskript - Ústredný ústav geologický Praha, GÚDŠ Bratislava*.

Doplňujúce informácie k článku O. Franka Atlas geotermálnej energie Slovenska

Marián Fendek a Anton Remšík, Geologická služba SR Bratislava

V úvode článku O. Franka Atlas geotermálnej energie Slovenska sa neuvádzajú autori spomínaného projektu Geotermálna energia Slovenska. Tento vedecko-technický projekt bol vypracovaný na roky 1991 - 1994 a jeho autorom je O. Franko, A. Remšík, J. Bálint, M. Fendek a A. Vranovská. Projekt je dielom tohto kolektívu, ktorý definoval aj ciele a náplň Atlasu. Keďže nositeľom geotermálnej energie sú tak suché horniny, ako aj geotermálne vody, čiastková úloha 01 Atlas geotermálnej energie Slovenska sa rozdelila na tému 01-1 Teplo suchých hornín, zodpovedná riešiteľka A. Vranovská, a 01-2 Teplo geotermálnych vôd, zodpovedný riešiteľ M. Fendek, a tak ju aj neskôr schválilo Ministerstvom školstva, mládeže a športu SR ako samostatný projekt.

Jedným z hlavných podkladov pri spracúvaní Atlasu, ktorý O. Franko v článku nespomenul, bolo aj hydrogeotermálne hodnotenie vymedzených geotermálnych oblastí. Pri hodnotení oblasti v súvislosti s vyhľadávaním geotermálnych vôd sa sústredili všetky jestvujúce geologické, hydrogeologické, geotermické a geochemické podklady. Súčasťou hodnotení sú aj mapy morfoštruktúr predterciérneho podložia. Tak sa zhodnotilo sedem hydrogeotermálne nepreskúmaných oblastí, pričom šesť z nich s autorským kolektívom zhodnotil A. Remšík (trnavský záliv, piešťanský záliv, zlato-moravský záliv, Ilavská kotlina, Žilinská kotlina, Košická kotlina) a jednu O. Franko (Žiarska kotlina).

Zo 14 vrtní overených oblastí O. Franko ako zodpovedný riešiteľ pracoval v dvoch (centrálna depresia podunajskej panvy, komárňanská kryha) a ako hlavný autor poslednú správu o geotermálnom vrte napísal roku 1984 (Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGGA-1 Gabčíkovo). Rovnako v tom istom roku z pohľadu záverečného hodnotenia oblasti zostavil poslednú správu z centrálnej depresie podunajskej panvy (Geotermálna energia centrálnej depresie podunajskej panvy - prognózne zásoby), ale jej nosné kapitoly napísal A. Remšík, M. Fendek, M. Král a D. Bodiš. V ostatných 12 oblastiach geotermálne vrty v etape výskumu geotermálnych zdrojov realizoval a zhodnotil hlavne A. Remšík a M. Fendek a v etape vyhľadávacieho prieskumu hlavne Z. Bondarenková.

K postupu prác, organizáciám a pracovníkom treba k tomu, čo O. Franko v článku uvádza, dodať, že podľa jeho pôvodnej predstavy Atlas mal obsahovať 450 mapových listov a realizačným výstupom malo byť osem exemplárov spracovaných ručne (mapy vyfarbené pastelkami). Na kontrolnom dni v novembri 1993 sa však prijal návrh A. Remšíka a M. Fendeka, ktorí trvali na podstatnej redukcii mapových listov Atlasu, na zostavení máp predterciérneho podložia vymedzených oblastí, v ktorých sa geotermálne vody viažu na triasové karbonáty (O. Franko pri týchto oblastiach počítal iba s úrovňovými mapami s krokom 500 m od úrovne 500 do 3000 m a ďalej s krokom 1000 m až po úroveň 6000 m) a na digitálnom spracovaní Atlasu a potom na jeho vydaní aspoň v náklade 100 kusov.

Iba na ilustráciu uvádzame, že sa počet mapových listov zredukoval o viac ako 63 % (na 164 mapových listov), súčasťou Atlasu sú aj mapy predterciérneho podložia, reálnosť digitálneho spracovania a potom tlače Atlasu overil M. Fendek na predbežnom rokovaní o tejto otázke začiatkom októbra 1993 v Berlíne pri prezentácii posteru Geotermálna energia Slovenska počas kontraktnej výstavy Nové technológie pri využívaní obnoviteľných zdrojov energie.

K detailom tejto kapitoly poznamenávame, že sa na situovaní rezov do máp a ich kompletizácii okrem spomenutých autorov

zúčastnil aj A. Remšík (napr. viedenská panva, trnavský záliv), ktorý má spolu s ďalšími autormi podiel aj na konečnej úprave Atlasu, a to všeobecnej legendy aj legendy vymedzených oblastí. Odbornú náplň máp geotermálnej aktivity vymedzených oblastí (distribúciu hustoty tepelného toku a teploty) spracoval M. Král, mapy indexov nasýtenia D. Bodiš a mapy využiteľného množstva geotermálnej energie M. Fendek. Na základe mapy vrtní s geotermickými meraniami A. Remšík pripravil mapy so sietou vrtní pre hĺbkovú úroveň 1000, 2000, 3000, 4000 a 5000 m. V súvislosti s metodikou zostavovania Atlasu treba konštatovať, že v kapitolách s uvedením autorov kapitoly vo viacerých prípadoch prvý autor nie je hlavným autorom kapitoly. Ako príklad uvádzame, že za hydrogeotermiu 62 % a za zdroje a využiteľné množstvo geotermálnej energie 71 % textu týchto kapitol spracoval M. Fendek. Rovnako sa na prípravu hydrogeotermálnej charakteristiky vymedzených oblastí okrem spomenutých autorov výrazne zúčastnil aj A. Remšík, M. Fendek a D. Bodiš. Pokým ide o úpravu po internej oponentúre, treba poznamenať, že sa textové vysvetlivky zredukovali až o 35 % (úpravu vykonali autori uvedení v článku, t. j. O. Franko, M. Fendek, M. Král, A. Remšík a K. Vika), čím dostali úplne novú podobu. Na usporiadaní celého Atlasu sa okrem O. Franka a A. Remšíka zúčastnil aj M. Fendek. Pri záverečnej oponentúre úlohy Geotermálna energia Slovenska 16. februára 1995 sa nedemonštrovala konečná podoba Atlasu geotermálnej energie Slovenska, lebo takmer úplne chýbali mapy technologických vlastností geotermálnych vôd a ich zneškodňovania po tepelnom využití a trebe nátlaky boli predložené iba z niektorých oblastí. Do konečnej podoby sa Atlas dostal až po zohľadnení pripomienok zo záverečnej oponentúry. Z prostriedkov Ministerstva životného prostredia SR sa vyťažilo jeho 125 kusov.

Keďže čitateľ má možnosť obsah kapitoly o náplni Atlasu priamo porovnať s obsahom Atlasu, nebudeme sa o nej vyjadrovať, aj keď táto časť článku O. Franka obsahuje nepresnosť. Jednou z najzávažnejších je, že „Teplotné polia medzi izotermami majú na všetkých mapách rovnaké rozostupy a farbu“. Skutočnosť je však taká, že nemajú, lebo „rozostupy“ na mapách Slovenska sú iné (10 °C) ako na mapách vymedzených geotermálnych oblastí (2,5 - 5,0 °C, niekedy až 25 °C) a pre rozdielnosť škály nebolo možno technicky dodržať ani „rovnakú farbu“.

Na záver nášho doplnku uvádzame, že stručná informácia (3 strany formátu A4) o Atlase už bola publikovaná v časopise Podzemná voda (č. 1/1995), v ktorej sa čitateľ dozvedá o vydaní Atlasu, spolupracujúcich organizáciách, autorskom kolektíve a o náplni.

Objednávky na

ATLAS GEOTERMÁLNEJ ENERGIE

zasielajte na adresu:

Geologická služba SR
Mlynská dolina 1
817 04 Bratislava

Informácie: tel. 07 - 373408

Tri roky práce projektu 362 medzinárodných geologických korelačných programov UNESCO

Projekt 362 Stratigrafická korelácia a definícia geoeventov v kriedových sedimentárnych sekvenciách tetýdnej a boreálnej oblasti je popri projekte 365 jediným geologickým projektom UNESCO, ktorý vedie slovenské vedecké pracovisko. Projekt vznikol roku 1993 spoločnou iniciatívou holandských, maďarských a slovenských geológov. Do spolupráce na ňom sa postupne prihlásili vedci zo 49 krajín Európy, Ameriky a Ázie. Projekt úzko spolupracuje so sesterským projektom 350, vedeným profesorom Okadom z Japonska, ktorý rieši obdobnú problematiku v oblasti východnej a jv. Ázie.

Hlavným cieľom projektu 362 je interregionálna korelácia kriedových sedimentárnych sekvencií v krajinách mediteránnej oblasti, ktoré patrili do tropického oceánu Tethys (Kuba, Kanada, Francúzsko, Portugalsko, Španielsko, Tunisko, Švajčiarsko, Taliansko, Slovinsko, Rakúsko, Slovensko, Maďarsko, Rumunsko, Albánsko a Bulharsko) s oblasťami sz. a sv. Európy, ktoré tvorili dno epikontinentálnych severných („boreálnych“) morí (Anglicko, Švédsko, Belgicko, Holandsko, Nemecko, Česko, Poľsko, Ukrajina a Rusko).

Projekt 362 sleduje vzťahy medzi podnebím, geologickými procesmi, zmenami prostredia, vývojom oceánu a evolúciou bioty. S použitím poznatkov rozličných špecializácií (biostratigrafie, magnetostratigrafie, cyklostratigrafie a sekvenčnej stratigrafie, štúdiá eustatických zmien morskej hladiny, sedimentárnych a geochemických zmien látkového zloženia sedimentov) by sa mal uzavrieť zostavením kriedovej korelačnej schémy platnej pre tetýdu aj boreálnu provinciu.

Prvé stretnutie projektu 362 sa konalo 24. - 30. októbra 1993 v Coimbre (Portugalsko). 59 vedcov zo 14 krajín na ňom prezentovalo výsledky dotýkajúce sa kriedových tetýdno-boreálnych vzťahov, rozvoja bio-, magneto- a sekvenčnostratigrafických metód a identifikácie kriedových paleoekologických, paleoenvironmentálnych a paleoklimatických eventov.

3. - 9. októbra 1994 sa v Dome vedeckých pracovníkov v Smoleniciach konalo druhé výročné stretnutie projektu. Zúčastnilo sa na ňom 43 vedcov z 11 krajín Európy a Ameriky a jeho najdôležitejším výsledkom bola špecifikácia cieľov, vytvorenie pracovných tímov a regionálnych pracovných skupín.

Tretie výročné stretnutie 17. - 18. septembra 1995 v Maastrichte nadviazalo na 2. medzinárodné sympóziu o hraniciach kriedových stupňov Subkomisie pre kriedovú stratigrafiu IUGS. 62 účastníkov na ňom predstavilo činnosť pracovných skupín v prednáškovej a v posterovej sekcii a načrtlo hlavné aspekty výskumu, ktorý má vyústiť do záverečnej monografie.

Spoločné medzinárodné sympóziu projektu 350 a 362 sa uskutočnil v Pekingu pri príležitosti 30. medzinárodného geologického kongresu a bude zamerané na štúdium globálnych kriedových eventov.

16. - 24. septembra 1996 bude vo Freibergu štvrté stretnutie projektu 362 spolu s 5. medzinárodným kriedovým sympóziom. Jeho úlohou bude zverejniť čiastkové výsledky bádania riešiteľských tímov a zhodnotiť ich postup.

Záverečné stretnutie sa uskutoční v októbri 1997 v hoteli Akadémia v Starej Lesnej. Jeho výsledkom by mala byť syntetická štúdia o paleobiogeografických, paleoklimatických a paleoceanografických vzťahoch tetýdnej a boreálnej oblasti počas kriedy.

Podmienky na našej planéte v kriede viedli k vzniku najvýznamnejších svetových ložísk ropy, roponosnej bridlice, bauxitu, uhlia a ďalších dôležitých nerastných zdrojov sedimentárneho pôvodu. Ich poznanie môže ozrejmiť príčiny celkového rastu CO₂ v atmosfére, priemernej ročnej teploty a úrovne morských hladín, porovnateľných s dnešnými zmenami týchto faktorov.

Slovenskí účastníci projektu 362 vďačia za pomoc Národnému geologickému komitétu SR, Slovenskej komisii pre UNESCO Ministerstva zahraničných vecí SR, sekcii medzinárodnej vedeckej spolupráce Ministerstva školstva a vedy SR, ako aj viacerým sponzorom, najmä podniku Nafta Gbely, Všeobecnej úverovej banky a Slovenskej sporiteľni. Na organizácii smolenického stretnutia sa okrem Geologického ústavu SAV zúčastnil Geologický ústav D. Štúra, Vývoj a výskum Zemného plynu a nafty, katedra geológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, ako aj katedra geológie a mineralógie Technickej univerzity v Ostrave a Geologický ústav AVČR. Pri organizácii exkurzie ochotne pomohlo vedenie cementárni v Ladcoch, Hornom Srní, v Lietavskej Lúčke a veľkolomu Štramberk, podniku Třinecké železárny, ako aj správca jaskyne Driny.

D. Reháková

Význam banskej archeológie

Súčasťou národnej histórie a kultúrneho dedičstva je aj staré baníctvo, ktoré na Slovensku navyše dosahovalo v minulosti svetovú slávu. Je našou povinnosťou sa o toto dedičstvo starať a sprístupniť jeho poznanie aj širšej verejnosti. Príkladom nám môžu byť aj iné krajiny, napr. Francúzsko, kde má nad aktivitou pri zachovávaní a prezentovaní starých banských diel patronát ministerstvo kultúry v rámci multidisciplinárneho národného programu. Deje sa to formou archeologického výskumu, konzervovania banských diel, ich sprístupňovania verejnosti, publikáciami o nich, konferenciami a inými formami.

Staré banské diela sú dokladom niekdajšej techniky a úrovne civilizácie, ale mnoho ráz sú metódy vyhľadávania, prieskumu, ba i ťažby a spracúvania rúd inšpiratívne aj dnes. Je zaujímavé poznať, ako riešili starí baníci dopravu, problém s vodou, vetranie ap. Úspechy baníctva priamo ovplyvňovali ekonomiku spoločnosti, a tak vplývali aj na civilizačnú a kultúrnu úroveň. Pekným príkladom je rozkvet slovenských baníckych miest v stredoveku a s tým súvisiaci rozvoj školstva ap.

V. Bezák

časopis

objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe

MINERALIA SLOVACA

s prílohou

objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe

Geovestník

v obmedzenom počte aj staršie čísla

objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe

objednávajte na adrese:

MINERALIA SLOVACA

Werferova 1, 040 11 Košice

tel.: 095/43 78 46, fax: 095/43 78 65

objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe
objednávajte objednávaťe

Činnosť Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1995

Činnosť Slovenskej geologickej spoločnosti prebiehala podobne ako v predchádzajúcich rokoch vo výbere, v piatich regionálnych pobočkách (Banská Bystrica, Bratislava, Košice, Spišská Nová Ves, Žilina) a v 11 odborných skupinách.

Výbor SGS, výbory pobočiek a odborných skupín pracovali v zložení zvolenom na valných zhromaždeniach koncom roku 1994 (Geovestník, 1, 1995, s. 7). Koncom roku 1995 rezignoval na funkciu hospodára dr. Oto Miko. Túto funkciu od roku 1996 prevzal dr. Igor Petrík. Predsedom bratislavskej pobočky SGS namiesto dr. Petra Reichwaldera je od roku 1996 dr. Jozef Hók a odbornej skupiny ložiskovej geológie namiesto dr. Milana Garguláka dr. Dušan Onačila.

V uplynulom roku sa podstatne znížila členská základňa a jej stav ku dňu konania valného zhromaždenia 10. novembra 1994 bol 992 riadnych a 23 čestných členov. Ale z tohto počtu značná časť nezaplatila členské príspevky za tri roky a viac. Výbor SGS podľa stanov a odporúčania valného zhromaždenia zrušil členstvo tým, ktorí si napriek vyzvaniu v priebehu roka 1995 nedoplatky nevyrovnali a ani inak o členstvo neprejavili záujem. Pre súčasnú nepriaznivú ekonomickú situáciu vo väčšine geologických organizácií, ktorých pracovníci tvoria podstatnú časť aktívnych členov, SGS orientovala odbornú činnosť najmä na organizovanie finančne nenáročných jednoduchých vedeckých akcií (vedecké semináre, prednáškové popoludnia, v menšej miere individuálne prednášky) v pobočkách a v odborných skupinách. Viaceré semináre však zameraním prednášok a diskusie mali povahu vedeckých sympózií o aktuálnych otázkach geológie Západných Karpát, ktoré sa riešia v rámci grantových a iných geologických projektov. Terénne a viacdňové odborné podujatia sa organizovali v obmedzenom rozsahu.

Najpriaznivejšia situácia bola v bratislavskej pobočke, kde odborná aktivita pokračovala podobne ako v predchádzajúcich rokoch. Je to predovšetkým odraz najväčšej koncentrácie vedeckovýskumných a pedagogických pracovníkov v oblasti geologických vied, menej drastických vplyvov ekonomickej transformácie na bratislavské geologické subjekty, ale aj vďaka tomu, že je tam stále dosť nadšencov, ktorým osud našej stavovskej organizácie nie je celkom ľahostajný a sú ochotní nezištné sa zapájať do udržiavania vysokého štandardu odborných aktivít, za čo im patrí uznanie a poďakovanie výboru SGS. Potešiteľný je aj rastúci záujem o členstvo medzi študentmi geológie, ktorí naše rednúce rady rozšírili o niekoľko desiatok nových členov.

V ostatných pobočkách pokračoval väčší či menší útlm, resp. stagnácia odbornej činnosti, a to najmä v dôsledku rozpadu a transformácie viacerých väčších geologických organizácií, ktoré v minulosti v značnom rozsahu garantovali odborné aktivity mimobratislavských pobočiek SGS. Pokles odbornej činnosti čiastočne spôsobil aj odchod viacerých v minulosti aktívnych členov SGS do dôchodku, príp. do iných, často aj negeologických, komerčných organizácií. Nie vždy sa v pobočkách SGS našla za nich, najmä v organizačnej práci, rovnocenná náhrada.

Pozitívne v činnosti uplynulého roku hodnotíme usporiadanie aj priebeh zjazdu SGS, ktorý bol prvým celoslovenským geologickým fórom po vzniku Slovenskej republiky. Zjazd zorganizovala pobočka SGS v Spišskej Novej Vsi, za čo patrí jej, a najmä organizačnému výboru zjazdu uznanie celej našej stavovskej organizácie a poďakovanie výboru SGS.

Postavenie SGS v slovenskej geologickej verejnosti, jej úlohy, odbornú činnosť, ale aj členskú základňu v posledných rokoch silne ovplyvnilo vytváranie profesijných geologických asociácií. Ich vznik si vyžiadala ekonomická transformácia, ktorá neobišla ani geologický sektor. Mnohé funkcie profesijných geologických združení, ktoré vyplynuli najmä z komerčného pôsobenia geologických podnikateľských subjektov, SGS ako vedecká spoločnosť nemôže, ale ani nechce plniť. Spoločnosť sa aj v budúcnosti chce orientovať hlavne na aktivity, vyplývajúce zo štatútu, ktoré pokladá za potrebné a ktoré nepokrýva činnosť iných subjektov.

Vznik geologických profesijných združení na Slovensku sa logicky prejavil aj istým odlivom tých členov SGS, ktorí z pohľadu vlastných prevažne komerčných záujmov nepokladajú svoje ďalšie pasívne členstvo v SGS za potrebné. Je prirodzené, že ani SGS ako výberové vedecké a vedecko-osvetové občianske združenie geologicky vzdelaných a s geológiou spriaznených osôb nemôže mať o takéto členstvo záujem, a preto sa ani v budúcnosti nehodlá stať masovou organizáciou priaznivcov geológie na báze ich individuálneho členstva. Chceme byť predovšetkým neziskovým združením vedecky a odborne erudovaných jednotlivcov ochotných aktívne sa zapájať do činnosti a prispievajúcich k rozvoju geologických vied v SR, slovenskej geológie do medzinárodných vedeckých organizácií a inštitúcií a do zvyšovania všeobecnej úrovne geovedných vedomostí a ich správneho chápania v spoločenskom vedomí. Na podporu našej činnosti chceme využívať skôr kolektívne členstvo komerčných geologických subjektov a ďalšie formy sponzorstva.

V súlade s takýmto zámerom výbor SGS uzatvoril v uplynulom roku dohody o spolupráci so všetkými profesijnými geologickými asociáciami, ktoré sa tak stali kolektívnymi členmi SGS. Prejavilo sa to v zlepšení koordinácie činnosti, a najmä v spolupráci pri organizovaní odborných akcií s príslušnými odbornými skupinami SGS.

Odborná aktivita regionálnych pobočiek SGS

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. Milan Háber, CSc.)

Pobočka zorganizovala alebo sa zúčastnila na organizovaní 3 odborných akcií, na ktorých jej členovia predniesli 12 referátov.

- Témy:
- Štruktúrne-magmatické predpoklady vývoja vysokotermálnej mineralizácie vo veporiku ZK (Muráň - Tisovec).
 - Vysokometamorfované komplexy kryštalinika s obsahom kryštalického grafitu v okolí Kokavy nad Rimavicou.
 - Štruktúry a textúry minerálov (spoločne s geochemicko-mineralogickou odbornou skupinou).

Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.)

V rámci pobočky sa uskutočnilo 8 odborných podujatí, na ktorých bolo 36 prednášok a vyše 320 účastníkov.

- Témy:
- Fórum mladých geológov.
 - Príklady stavby a vývoja hercýnskych a predhercýnskych orogénov.

- Problémy výučby geovedných predmetov na základných a stredných školách.
- Geológia okolia Bratislavy (terénny seminár na pomoc učiteľom geovedných predmetov na bratislavských školách).
- Wrench tectonics and oil habitats (krátky kurz - dr. G. Zollnai, Francúzsko).
- Nové poznatky o bazaltovom vulkanizme a nových netradičných surovinách v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine.
- Hercýnska orogenéza v Západných Karpatoch: fakty a hypotézy.
- Fórum geológov k aktuálnym problémom slovenskej geológie (valné zhromaždenie pobočky).

Košická pobočka (predseda prof. RNDr. František Zábranský, CSc.)

Témy odborných akcií:

- Poznatky z účasti na vedeckých podujatiach v zahraničí.
- Vysokotlaková metamorfóza meliatskej jednotky.
- Metalogenéza hraničnej zóny Západných a Východných Karpát.
- Problémy styku gemerika s veporikom.

Spišskonovoveská pobočka (predseda Ing. Martin Radvanec, CSc.)

Ťažisko činnosti pobočky bolo v príprave zjazdu SGS a pozjazdovej exkurzie. Na zjazde, ktorý sa konal 12. - 14.9.1995 v Spišskej Novej Vsi, sa zúčastnilo 100 registrovaných účastníkov. Prezentovalo sa 28 referátov a posterov. Exkurzia bola zameraná najmä na ekologické problémy regiónu.

Žilinská pobočka (predseda RNDr. Milan Demian)

V pobočke bola jedna individuálna prednáška a jedna dvojdenná terénna exkurzia.

Témy:

- Regionálne mapy Malej Fatry a príľahlých kotlín.
- Vodné dielo Gabčíkovo a svahové deformácie na území Hornej Nitry.

Činnosť odborných skupín Slovenskej geologickej spoločnosti

Podstatná časť činnosti odborných skupín sa sústredila na semináre a prednáškové bloky, a to najmä v bratislavskej pobočke. Na odborných akciách sa v mnohých prípadoch s príspevkami zúčastňovali aj členovia z iných pobočiek. V rámci podujatí odborných skupín (okrem skupiny zberateľov nerastov a skamenelín) bolo vyše 130 prednášok a zúčastnilo sa na nich viac ako 800 účastníkov.

Geofyzikálna odborná skupina (predseda doc. RNDr. Jozef Lanc, CSc.)

Skupina zorganizovala 5 odborných podujatí s 11 referátmi.

Témy:

- Geofyzikálna interpretácia geologickej stavby niektorých pohorí.
- Netradičné využitie geofyzikálnych metód.
- Využitie environmentálnej geológie pri riešení problémov životného prostredia regiónu Podunajsko.
- Tibreg - geoeologický projekt medzinárodnej spolupráce.

Geochemicko-mineralogická odborná skupina (predseda RNDr. Štefan Méres)

Skupina zorganizovala 6 odborných podujatí, na ktorých bolo 44 prednášok a vyše 150 účastníkov.

Témy seminárov:

- Vybrané problémy petrológie a mineralógie Západných Karpát.
- Nové údaje o Au-Sb mineralizácii Malých Karpát.
- Nové výsledky izotopovej geochemie kryštalinika Západných Karpát.
- Výsledky environmentálno-geochemického výskumu Malých Karpát a príľahlých území.
- Meteority.
- Štruktúry a textúry minerálov.

Hydrogeologická odborná skupina (predseda RNDr. Katarína Dulovičová)

Skupina zorganizovala 4 odborné akcie s 8 príspevkami a vyše 90 účastníkmi.

Témy:

- Ochrana podzemných vôd - nové poznatky.
- Zmeny hydrologických a hydrogeologických pomerov záujmových území v dôsledku činnosti vodného diela Gabčíkovo.
- Slanské vrchy - bilancia podzemných vôd.
- Využitie izotopov v hydrogeologickom výskume a prieskume.

Inžinierskogeologická odborná skupina (predseda doc. RNDr. R. Holzer, CSc.)

Skupina zorganizovala 5 odborných podujatí s 11 príspevkami a vyše 100 účastníkmi.

Témy:

- Procesy zvetrávania a ich vplyv na vlastnosti hornín.
- Stabilita skalných zárezov.
- Problémy ukládania rádioaktívneho a nebezpečného odpadu.
- Nepriaznivý vplyv svahových deformácií na životné prostredie, výstavba vodných diel Žilina a Turček (inžinierskogeologická exkurzia).
- Gully erosion in Nigeria (prof. P. Hudec, Universita vo Windsor, Kanada).

Paleontologická odborná skupina (predseda RNDr. Jozef Michalík, DrSc.)

Skupina zorganizovala 6 odborných podujatí, na ktorých bolo 12 prednášok a 75 účastníkov.

Témy:

- Nové metodiky separácie fosílnych peľových zŕn.
- Nové mikropaleontologické poznatky z výbrusového štúdia karbonátových sekvencií.
- Paleontológia v Európe - poznatky z medzinárodných vedeckých stretnutí a perspektívy nášho výskumu.
- Aktuálne výsledky paleontologického výskumu Západných Karpát.

Odborná skupina ropnej geológie (predseda RNDr. Peter Ostrolucký)

Skupina zorganizovala seminár na tému

Predbežné výsledky geofyzikálnych a geologickovýskumných prác v centrálnokarpatskom paleogéne Levočských vrchov.

Sedimentologická odborná skupina (predseda RNDr. Michal Kováč, CSc.)

Skupina zorganizovala 3 odborné podujatia, na ktorých sa zúčastnilo okolo 60 účastníkov.

Témy:

- Sekvenčná stratigrafia (krátky kurz - dr. Orsola Stanó, Univerzita Lóránda Eötvösa v Budapešti).
- Sedimentologické aspekty vulkanoklastických hornín.
- Jurské a neogénne sedimenty v jz. časti Malých Karpát (spoločný terénny seminár s odbornou skupinou štruktúrnej geológie).

Odborná skupina štruktúrnej geológie (predseda RNDr. D. Plašienka, CSc.)

Skupina zorganizovala 2 semináre, na ktorých bolo 9 prednášok a 60 účastníkov.

Téma:

Nové poznatky o tektonike centrálnych Západných Karpát.

Vulkanologická odborná skupina (predseda RNDr. Ladislav Šimon)

Skupina zorganizovala 4 odborné akcie, na ktorých bolo 6 prednášok a vyše 60 účastníkov.

Témy:

- Transport a uloženie pyroklastických prúdov.
- Vulkanizmus v Kalifornii (USA).
- Mt. St. Helens (USA) - 15 rokov po erupcii.

Odborná skupina zberateľov nerastov a skamenelín (predseda RNDr. Rudolf Duda)

Skupina v spolupráci s pobočkou SGS v Košiciach a Slovenským národným múzeom v Bratislave zorganizovala 2 burzy zberateľov nerastov a skamenelín spojené s výstavami zbierok. Zúčastnilo sa na nich vyše 50 vystavovateľov a asi 1000 návštevníkov.

Výbor SGS v súvislosti s racionalizáciou vlastnej práce, a najmä s nevyhnutnosťou znížovať náklady na činnosť, ktoré sa hradia prevažne z členských príspevkov, musel urobiť aj opatrenia, ktoré sa možno nie vždy stretli s plným pochopením členov. Ide najmä o pozastavenie individuálneho zasielania mesačných programov odborných podujatí všetkým členom v bratislavskej pobočke SGS, lebo súčasné členské nepokrýva ani náklady na ich rozmnožovanie a poštovné, a tak sme namiesto ďalšieho zvýšenia členského prijali radšej toto obmedzenie. Aby aj napriek tomu informovanosť podstatne nepoklesla, uverejňujeme v Geovestníku časopisu Mineralia Slovaca polročné harmonogramy odborných akcií pobočiek a odborných skupín aj s uvedením mena organizátora, u ktorého možno získať podrobnejšie a presnejšie informácie. Spresnené mesačné programy sa posielajú na pracoviská s väčším počtom členov SGS so žiadosťou o ich zverejnenie. Odborné akcie sa naďalej zverejňujú aj na plagátoch na viacerých bratislavských pracoviskách (Geologická služba SR - Mlynská dolina, Bukureštská ul., Prírodovedecká fakulta UK, Geologický ústav SAV). Sme presvedčení, že každý, kto o to má skutočný záujem, môže včas získať potrebné informácie o konaní prevažnej väčšiny odborných podujatí. O tom, že sa toto informačné obmedzenie stretlo s pochopením väčšiny členov, svedčí účasť na akciách, ktorá v priemere oproti predchádzajúcim obdobiam výraznejšie nepoklesla. Napriek tomu všetkých členov opätovne žiadame o pochopenie, ale aj o návrhy, na ktoré ďalšie pracoviská by bolo užitočné, mesačné programy odborných akcií zasielať.

Výbor SGS ďakuje redakčnému kolektívu Mineralia Slovaca za pohotovú zverejňovanie príspevkov týkajúcich sa života SGS a jej odborných akcií, čím významne pomáha naplňovať jej poslanie.

P. Reichwalder a M. Elečko

Prednáškové popoludnie geochemicko-mineralogickej odbornej skupiny

(Bratislava 2. mája 1996)

P. REICHWALDER a I. PETRÍK: **Pseudotachylit z Vysokých Tatier, prvý nález v Západných Karpatoch**

Na južnom svahu Gerlachu v oblasti Batizovského plesa našiel jeden z autorov (P.R.) v sutine tmavú žilnú horninu pretínajúcu biotitický granodiorit vysokotatranského typu (Kohút a Janák, 1994). Petrografické, mineralogické a geochemické štúdium potvrdilo, že ide o *pseudotachylit*, horninu zvyčajne interpretovanú ako doklad paleoseizmických udalostí (napr. Phillpots, 1964; Sibson, 1975).

Pseudotachylit je ostro ohraničená tmavá žilná hornina, často intruzívnej povahy, preplnená klastmi hostiteľskej horniny. Matrix býva extrémne jemnozrnný až sklovitý, často s prejavmi veľmi rýchleho chladnutia. Pseudotachylit spätý so strižnými zónami sa viaže na mylonitické pásma a jeho vznik zvyčajne interpretovaný ako doklad paleoseizmických udalostí (Sibson, l. c.; Magloughlin a Spray, 1992).

Petrografické črty horniny spod Gerlachu sa zhodujú s väčšinou črt typických pre pseudotachylit: 1. Matrix možno označiť ako

celistvý, s typickou veľkosťou zrn 1 až 30, najčastejšie 5 - 10 μ m. Tvoria ho tri primárne fázy: albit, K živce a magnetit, zriedka drobný chlorit a veľmi sporadicky kremeň. Prítomnosť rudného pigmentu dáva hornine tmavý vzhľad a šmuhovitú textúru. 2. Úlomky tvoria podstatnú časť pseudotachylitu a dosahujú až 30 % objemu horniny. Ich typická veľkosť je 50 až 800, najčastejšie okolo 100 μ m. Mikroskopické štúdium aj analýzy ukázali, že takmer vždy ide o albitický plagioklas. Okrem neho sú časté zhluky rudného pigmentu, ktoré môžu predstavovať pôvodný titanomagnetit rozpadnutý na symplektity magnetitu a rutilu a vyhojený sekundárnym titanitom. Okrem klastogénneho plagioklasu sú v malom množstve zastúpené sekundárne minerály, a to chlorit, muskovit a karbonát nejasného pôvodu. Minerálne zloženie matrixu je približne (v hmot. %): K živce 30 - 40, albit 35 - 45, magnetit 10 - 15 a zvyšok tvoria sekundárne fázy.

Pseudotachylitové žilky sú dvojakého typu: 1. hrubšie (3 - 5 mm), s väčšími úlomkami, ktoré pravdepodobne indikujú *generačnú zónu*, kde nastali laterálne posuny spojené s drvením, a 2. tenšie (max. 1 mm), *injekčné*, ktoré vznikli nástrekom (nasatím?) do

dilatačných trhlínok. Tieto žilky zodpovedajú základným typom, ktoré Sibson opísal (l. c.) ako *fault veins a injection veins*.

Pseudotachylit z obliaka od Batizovského plesa neobsahuje sklo ani mikrolitické textúry. Malé množstvo materiálu a nevyjasnené terénne vzťahy zatiaľ neumožňujú vysloviť jasnú genetickú predstavu, ale porovnanie s chemickým zložením hostiteľskej horniny z bezprostrednej blízkosti žíl jednoznačne svedčí o jeho vzniku z mylonitickej horniny s výrazne zvýšeným podielom živcov (na úkor kremeňa, ktorý v mylonitickej hornine dosahuje len asi 13 - 15 hmot. %), nie zo základného vysokotranského granodioritu. Pomer K_2O a FeO v pseudotachylite je rovnaký ako v biotite, čo by mohlo svedčiť o vzniku magnetitu a K živca rozpadom pôvodného biotitu.

Doteraz získané údaje neumožňujú rozhodnúť, či súčasná extrémne jemnozrnná štruktúra pseudotachylitu vznikla rozkryštalizovaním frikčnej taveniny, alebo extrémnym zmenšením zŕn spätých s rozpadom biotitu a s oxidáciou v dôsledku ultramylonitizácie.

Prítomnosť pseudotachylitu by mohla značiť prítomnosť významnej zlomovej plochy, azda späté s výzdvihom Tatier v miocéne.

I. BROSKA: Geochemický a mineralogický význam monazitu

Monazit je typickým minerálom granitu typu S, ale v širšej oblasti centrálnej Európy, a to ako v Západných Karpatoch, tak aj v Juhočeskom masíve, sa vyskytuje aj v type I, kde by mal byť len allanit. Je to tak najmä v neskorších granitových diferenciáciách. Výskyt monazitu v type I je v súlade s predpokladom, že sa jeho vznik viaže nielen na aktivitu Ca iónov, ale aj na teplotu, lebo monazit je v porovnaní s allanitom stabilnejší pri nižšej teplote. Dobrým dôkazom o vplyve teploty na stabilitu allanitu a monazitu je sukcesia monazit - allanit v trbečských granitoch, kde sa zistili inklúzie allanitu v primárnom monazite.

Monazit predstavuje pevný roztok troch minerálnych fáz: monazitu s.s., huttonitu a brabantitu. Najmenší podiel má huttonitová zložka, ktorá v západokarpatských granitoch tvorí zvyčajne do 5 % a brabantitová až do 20 %. Podiel huttonitovej zložky rastie s teplotou a jej obsah je vyšší aj v granite typu I. Dobro možno dokumentovať zonalitu v monazite, ako aj frakcionáciu prvkov vzácnych zemín. Do okrajov zŕn monazitu klesá obsah ľahkých prvkov vzácnych zemín, kým opačný trend majú prvky ťažkých vzácnych zemín.

Počas metamorfózy v amfibolitovej fácií pri zvýšenej aktivite Ca iónov sa monazit stáva nestabilným a transformuje sa na allanit. Podobná premena menšieho rozsahu môže nastať aj pri subsolidových premenách, ako sa to spozorovalo pri monazite v granitoch Malej Fatry a Trbeča. Pri premenách monazitu má migrácia prvkov vzácnych zemín len lokálny charakter, nenarúša celkovú distribúciu prvkov vzácnych zemín v hornine a nemá ani vplyv na Th , U a Pb systém v nepremených častiach monazitu.

Hlavný geochemický a mineralogický význam monazitu nespočíva len v jeho distribúcii, ale predovšetkým v jeho chemickom a izotopickom zložení. Monazit sa v súčasnej petrológii využíva 1. pri výpočte teploty granitových tavenín a 2. vzhľadom na zvyčajne vysoký obsah rádioaktívnych prvkov v ňom (Th a U) a zanedbateľnú koncentráciu obyčajného Pb sa na základe mikrosondových analýz dá stanoviť čas jeho vzniku.

Saturačná teplota monazitu sa v granitoch Trbeča a Malej Fatry počítala podľa Montelových rovníc (1993), do ktorých sa okrem koncentrácie prvkov vzácnych zemín v hornine a minerále zahŕňa aj obsah vody v tavenine. Získané údaje sú konzistentné so zirkónovou saturačnou teplotou, ktorá sa pohybuje v rozmedzí 700 až 800 °C.

Mikrosondové datovanie monazitu z granitov Západných Karpát je v dobrej zhode s meraniami štandardnými izotopickými metódami. Chyba meraní je často 20 až 30 miliónov rokov, ale pri vysokom obsahu Th a U môže klesnúť až na 15 až 20 miliónov rokov. Pre nenáročnosť datovania (meranie monazitu vo výbrusoch), jeho rýchlosť a prijateľnú cenu stanovovanie veku mikrosondou isto nájde širšie uplatnenie.

J. VESELSKÝ, J. FORGÁČ a S. Y. MEJEED: Zdroje kontaminácie pôdy a aktívnych riečnych sedimentov v pezinsko-perneckom kryštaliniku

V paleozoickom kryštaliniku Malých Karpát sa vyskytuje niekoľko typov mineralizácie a zrudnenia. Z tohto hľadiska je najvýznamnejšou oblasťou pezinsko-pernecké kryštalinikum, v ktorom sa vyskytuje najmä pyritové, pôvodne syngeneticko-sedimentárne zrudnenie, ktoré sa spája (Cambel, 1959) so staropaleozoickým bázičným vulkanizmom. Mobilizácia a rekryštalizácia pyritového zrudnenia bola výsledkom metamorfného účinku granitoidného plutónu. Sb a polymetalické zrudnenie ($Zn-Pb-Cu$) sa tu dáva do spojitosti s amfibolitmi, a najmä s čiernou bridlicou. Pri kontaktnej metamorfóze späté s intrúziou granitoidov, hlavne modranského masívu, sa uvedené prvky z týchto zdrojov pretransportovali do priestorov ich akumulácie (Cambel, 1959, 1981; Cambel a Khun, 1979; Andráš, 1985).

Z Malých Karpát (smerom SZ - JV) sme cez pezinsko-pernecké kryštalinikum systémom fixovaného profilu v stanovených bodoch odobrali vzorky z pôdných horizontov. V blízkosti bodov odberu sme podľa možnosti odobrali aj vzorky aktívnych riečnych sedimentov. Vo všetkých vzorkách sme po ich vysušení a úprave na analytickú jemnosť rozličnou technikou AAS stanovovali nasledujúcu škálu ťažkých a toxických prvkov: As , Cd , Co , Cr , Cu , Hg , Ni , Pb , Sb , Se , Zn . Hranice geochemických anomálií sme sledovali s 95 a 99 % pravdepodobnosťou.

Anomálny alebo iba zvýšený obsah polymetalických prvkov, najmä Zn , Pb , ale aj Cu a Se , sa zistil v miestach s výskytom polymetalickej mineralizácie (štôľňa Gašpar, medzi Cajlanskou Veľkou a Cajlanskou Malou homoľou) alebo v miestach, kde sa v dávnejšej minulosti upravovala ruda (Stupy). Zvýšený obsah Ni a Co pravdepodobne súvisí so zvetrávaním pyritovej rudy a Cr a iných prvkov so zvetrávaním čiernej bridlice, ako aj niektorých bázičnych hornín.

Obsah Sb a As , hlavne v oblasti Pezinského potoka v Cajlanskej Hubej doline, výrazne prekračuje hranice geochemickej anomálie a má až charakter významnej kontaminácie, ktorá siaha od ložiska Pezinok-Cajla až po okraj zástavby mesta Pezinok. Na takom významnom znečisťovaní pôdy a aktívnych riečnych sedimentov týmito prvkami sa okrem denudačných procesov donedávna zúčastňovala aj ťažba a úprava rúd z Sb ložísk sledovanej oblasti.

Na zistenie skutočného rozsahu kontaminácie v širšom území, príp. nevyhnutnej asanácie odporúčame urobiť ďalšie, rozsiahlejšie a podrobnejšie práce.

Maurice E. Tucker: **Sedimentary Rocks in the Field**. 2nd ed. Chichester, John Wiley & Sons, 1996. 155 p.

Recenzovaná publikácia je druhým vydaním príručky pre terénnych geológov pracujúcich v oblasti sedimentárnych hornín. Jej autorom je univerzitný profesor Maurice E. Tucker z katedry geologických vied Univerzity v Durhame (Anglicko). Prvé vydanie vyšlo pod názvom *Terénny opis sedimentárnych hornín* roku 1984. Knižka má formát 11,5 x 17,5 cm, takže sa ľahko zmestí do vrecka nohavíc alebo do terénnej vetrovky, a tak môže byť inšpiračným sprievodcom geológa pri práci v teréne.

Štúdium sedimentárnych hornín je priam vzrušujúcim dobrodružstvom. Aby ho geológ vedel precítiť a zužitkovať, musí byť bystrým pozorovateľom, musí zaregistrovať každý užitočný detail, ale súčasne musí byť schopný odlišiť dôležité prvky od informačného balastu. Potrebuje vedieť, čo môže v teréne vidieť, čo očakávať, na čo sústrediť pozornosť a zároveň neplyvať čas i energiu na štúdium a opis nepodstatných či opakujúcich sa prvkov. Pritom je obzvlášť dôležité, aby geológ dokázal pozorované prvky využiť na pochopenie širších súvislostí prostredia vzniku študovanej horniny. To, čo mu odhaľuje odkryv alebo vrtné jadro, treba sotožniť s určitým horninovým telesom, ktoré má svoje obmedzenie, svojský charakter styku so susednými horninovými telesami a zákonitý trend zmeny vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Len takto pochopenú sedimentárnu horninu môže geológ na konci štúdia začleniť do paleogeografickej situácie a prísúdiť jej úlohu, ktorú v sedimentárnej panve zohrála.

Tuckerova knižka je stručným návodom, ako sa dopracovať k žadanému cieľu terénneho výskumu sedimentov. Nepolemizuje, nerozptyľuje detailami, ale v hutnej forme dáva univerzálny návod na to, čo musí geológ pri štúdiu sedimentov v teréne urobiť, čo si má prednostne všimnúť, ako má pozorované prvky zdokumentovať, zozbieraný materiál priamo v teréne interpretovať a ako má na základe toho v ďalšom terénnom výskume pokračovať.

Úvodná kapitola poskytuje návod na premietanie pozorovaných prvkov do jednoduchých, ale obsáhných grafických záznamov, aby trendy zmeny a principiálne rozdiely medzi vrstvami či súbormi vrstiev boli zjavné.

Ďalšia kapitola je o rozličných typoch sedimentárnych hornín, o ich hlavných rozlišovacích znakoch. Upozorňuje sa v nej na závažné detaily, ktoré pri opise nesmú uniknúť, lebo by tým veľmi utrpela hodnota dokumentácie na interpretáciu.

V kapitole o štruktúre, vnútornej stavbe a zložení sedimentu sú základné kritériá klasifikácie, ale aj veľmi výstižné grafické pomôcky na základ-

nú orientáciu v posudzovaní štruktúrnych vlastností sedimentov. Ide o pomôcky na hodnotenie zrnitosti, stupňa triedenia, gradácie zrn, spôsobov opracovania, vzťahu základnej hmoty k zrnám ap. Sú tu aj poznámky o štruktúrnej zrelosti sedimentov, ich spevnení, ako aj o stave zvetrávania.

Ďalšia kapitola je venovaná sedimentárnym textúram a geometrii sedimentárnych telies. Je v nej reč o drobných erózných textúrach a ich stopách na spodných plochách pieskovca, ale aj o veľkých erózných fenoménoch - erózných korytách. Ďalej sa hodnotia depozičné štruktúry, ich informačná hodnota pri posudzovaní smerov paleoprúdenia, rýchlostí prúdu, krátkodobého prerušenia sedimentácie a agentov kontrolujúcich dynamický režim sedimentácie. Táto kapitola zhrňa aj typické zvrstvenia a horninové telesá základných sedimentárnych prostredí - riečnych, plážových, deltových, karbonatických platií ap., postsedimentárne deformácie, biogénne sedimentárne textúry, ako i agračné a progradčné trendy sedimentov.

Krátka kapitola je o skamenelinách, s ktorými sa pri štúdiu sedimentov možno stretnúť.

Záverčné kapitoly sú venované technike spracúvania dát o paleoprúdoch a posledná je interpretačná, podávajúca návod na súbornú charakteristiku litofácií, sedimentačných cyklov a sekvencií.

Tuckerová príručka je určená začínajúcim geológom ako kľúč na odomykanie tajomstiev v sedimentárnom zázname hornín, ale dobre poslúži, aj skúseným terénnym geológom pri oživovaní poznatkov a zjednodušovaní metodických postupov, najmä pri prechode z jedného prevládajúceho typu sedimentov na iný. Táto útlá knižka by v základnej výbave terénneho geológa nemala chýbať. Občasné nahliadnutie do nej môže poskytnúť novú inšpiráciu pre prácu v teréne a zaručiť, že nič podstatné neunikne pozornosti geológa, lebo to by najmä pri opise vrtných jadier pred skartáciou mohlo znamenať nenahraditeľnú stratu informácií.

Publikáciu si možno objednať na adrese:

John Wiley & Sons Ltd,
Distribution Centre,
1 Oldlands Way,
Rognor Regis,
West Sussex, PO 22 9 SA
England

Stojí 10,99 GBP, čo je približne 500 Sk plus poštovné

D. Vass

Základy štruktúrnej geológie

Monografia Základy štruktúrnej geológie v ucelenej forme podáva matematicko-fyzikálny aparát deformačného a napätového konceptu štruktúrnej geológie, rozoberá kinematiku a genézu všetkých základných štruktúr a opisuje základné spôsoby spracúvania orientačných dát. V osobitnej kapitole uvádza princípy konštrukcie fyzikálne správnych geologických profilov.

Obsah:

Vlastnosti materiálu a jeho správanie

Kinematika

Deformácia

Napätie

Štruktúry homogénnej deformácie

Strižné zóny

Zlomy, ich typy a genéza

Vrasy, ich typy a genéza

Balancovanie

Pukliny, ich typy a genéza

Vláknité extenzné žily, ich typy a genéza

Konkordantné a diskordantné intrúzie

Určovanie orientácie smerových prvkov

Kniha, prvá po slovensky písaná štruktúrna geológia, je základnou literatúrou pre študentov štruktúrnej geológie a geológov využívajúcich štruktúrne dáta pri príprave projektov.

Publikácia má 170 strán, formát B5, paperbackovú väzbu, 171 obrázkov, zoznam literatúry a index termínov zahŕňajúci aj pôvodné medzinárodné termíny. Cena je 60 Sk.

Objednávky posielajte na adresu:

Mineralia Slovaca, P. O. Box 113, Werferova 1, 040 11 Košice



Termíny typu rádiolária v odborných textoch

Napísať poznámku o nie vždy náležitom, ale často neodôvodnene sebavedomom narábaní niektorých zoopaleontológov s jedným druhom termínov, resp. názvov (všeobecnejšie teoretické otázky dotýkajúce sa terminológie si tu nevšímame), sme sa - po všelijakých skúsenostiach s rukopismi autorov z tejto a z blízkych vedných oblastí - chystali dávnejšie, ale bezprostredným stimulom na to bol text odbornej štúdie, v ktorej vedecky nesporne fundovaný a v odborných kruhoch uznávaný autor okrem jednoznačne v slovenskom texte neprípustných tvarov (v tom nie je vonkoncom osihotený), ako sú *zoária*, *brachiopódov*, *bivalvia*, *avikulária*, ba dokonca aj (ten) *kryptocyst* (čo je, podľa nášho náhľadu, názorný príklad snobizmu, lebo v angličtine je naozaj *cyst*), ponúkol aj slovník použitých termínov, ktorým potvrdil, že nevie nič o dávnejšie jestvujúcej terminológii vlastného odboru, o pravidlách zdomáckovania prevzatých slov v spisovnej slovenčine, o ich skloňovaní ani nehovoriac. Svoju nedostatočnú jazykovú prípravu prezrádza nie iba používaním termínu *opézium* v podobe *opesium* (ktorá je nanič nie roky, ale celé desaťročia), ale napr. aj konštatovaním, čo „všetko možno vidieť na fototabuly“. Na dôvažok sa jedna autorka z tejto vednej oblasti s istou dávkou irónie pýta, „prečo sú rádiolária s dlhým á na konci, keď rádiolária je ženského rodu?“

V ďalších úvahách sa ani trocha nedotkneme zoopaleontologickej terminológie, lebo terminológia, ako sme už veľa ráz v tomto stĺpčeku uviedli, je v prvom rade vecou odborníkov príslušnej oblasti. Všímame si iba jazykovú stránku jedného druhu termínov a vo väčšine prípadov sa odvolávame na zoopaleontologickú literatúru. Dúfame, že nám prípadné odborné nepresnosti, ba aj vyložené omyly príslušní špecialisti prepáčia.

V zoopaleontológii možno veľmi zreteľne rozlíšiť tri druhy, resp. tri roviny termínov. V prvom rade ide o tzv. **citátové termíny**, čiže o termíny typu *Cephalopoda*, *Brachiopoda*, *Evertebrata*, *Radiolaria*, *Gastropoda*... Používajú sa v rovnakom tvare v rozličných jazykoch a ich citátovosť sa prejavuje tak, že sa do ich podoby v slovenskom texte nezasahuje: píše sa s veľkým začiatočným písmenom a od ostatného textu sa odlišujú aj osobitným typom písma. Sú na rovnakej úrovni ako napr. *Alium ursinum* (cesnak medvedí) alebo *Dentrocopus major* L. (ďateľ veľký) v terminológiách či nomenklaturách a v odborných textoch iných vied. Na adresu takýchto termínov, resp. názvov, nemáme právo z hľadiska slovenčiny nič povedať.

Na opačnom póle citátových zoopaleontologických názvov sú **kalkované slovenské termíny**, napr. *hlavonožce*, *ramenonožce*, *machovky*, *panôžky*, *koreňonožce*, *nálevníky* a pod. Tie vznikli zámernou jazykovou činnosťou terminológov a ich podobu rešpektujeme, ba sa nám priam páči. Takéto termíny v plnej miere podliehajú jazykovým zákonitostiam slovenčiny, ale v textoch, s ktorými sme sa stretli doteraz, sa - nevedno prečo - používajú redšie a navyše pri nich spravidla nebývajú jazykové ťažkosti. Iba kde-tu sa pri termínoch mužského rodu zjavujú v akuzatívnej pluráli aj nesprávne tvary typu *našli*

sme koreňonožcov namiesto korektných, napr. *našli sme koreňonožce*.

Kameňom úrazu pre viacerých autorov textov sledovanej oblasti bývajú iba tzv. **zdomácnené podoby cudzích názvov**, ktoré na tento prípad označujeme ako **prevzaté termíny**. Tie síce formálne vychádzajú z cudzej podoby, ale prispôbili sa spisovnej slovenčine - rovnako ako iné terminologické aj neterminologické prevzaté slová - ortoepicky (výslovnostne), ortograficky (pravopisne) a gramaticky, presnejšie morfológicky, lebo sa v nich vyslovujú slovenské fonémy (hlásky), zapisujú sa podľa výslovnosti v slovenčine a skloňujú sa podľa slovenských skloňovacích vzorov. A to sú termíny, ako napr. *evertebráta*, *rádiolária*, *bryzoá*, *chitinozoá*, *bivalviá*, *zoária*, *brachiopóda*, ale aj iné - niektoré fungujú aj v iných terminológiách a textoch, napr. *cysta*, *kryptocysta*, *opézium*, *kutikula*, *telzón*, *syrinx*, *spongín*, *varix*... Upozorňujeme na to, že každý zo spomenutých termínov je vypísaný alebo z textov určených na publikovanie vo vedeckom periodiku, alebo z práce J. Švagrovského **Základy systematickej zoopaleontológie 1. Evertebrata** (1. vyd. Bratislava, Slovenské pedagogické nakladateľstvo 1976. 581 s.). Stavom v kodifikačných slovníkoch spisovnej slovenčiny argumentovať nemožno, lebo väčšina termínov tohto druhu v nich - ide o špeciálne termíny - nie je, nemusí a ani nemôže byť.

Z faktu, že si slová z iných jazykov preberajúci jazyk, a tým je v našom prípade spisovná slovenčina, aktívne prispôsobuje, jednoznačne vychodí, že sú spisovné iba zdomácnené podoby typu *rádiolária*, *bryzoá*, *bivalviá*, *zoária*, *evertebráta*, *brachiopóda* a pod. V slovenčine sú stredného rodu a majú plurálnu formu podľa slovenského skloňovacieho vzoru *mesto* (nominatív plurálu *mestá*). Krátka pádová prípona v tvare *evertebráta*, *brachiopóda* je, prirodzene, výsledkom pôsobenia slovenského zákona o rytmickom krátení. Genitív plurálu od takýchto názvov je potom *rádiolárií*, *zoárií*, *evertebrát*, *brachiopód* (nie *brachiopódov*, ako toto slovo skloňuje autor spomenutý v úvode, a to nie sám). Preto ani nemôže byť singulárová podoba od tvaru *rádiolária* jedna *radiolaria* (ako tvrdí už uvedená autorka). To by potom musel byť nominatív plurálu v podobe *rádiolárie*. Tvrdým obhajcom tvaru *brachiopódov* odkazujeme, že tak vlastne obhajujú nejestvujúci tvar nominatívu singuláru (ten) *brachiopód* a nominatívu plurálu (dva) *brachiopódy*.

Je pravda, že rozkolísanosť pri názvoch tohto typu nie je celkom nová. Veď v už spomenutej publikácii J. Švagrovského, ktorá má - podľa nášho náhľadu - výbornú jazykovú úroveň, sa na s. 11 neprípustne píše „o všetkých kmeňoch *evertebrátov*“, čo je tvar mužského rodu, ale už na s. 12 je konštrukcia so správnym tvarom „súčasných morských *evertebrát*“.

Nebolo by od vecí, keby sa v záujme zdokonaľovania úrovne odborných zoopaleontologických - ale aj iných - textov k fungovaniu termínov, o ktoré nám ide, explicitne a neanonymne vyjadrili aj ich autori.

P. Kušnír

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu *Mineralia Slovaca*. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zasláním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdľhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obvyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôbte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obtahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčkou od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovou.
13. K článku je treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť. V prípade, že ide o počítačovo vytvorené ilustrácie, prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne

o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.

3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípku doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvolte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Mineralia Slov.*, 21, 135 - 142.
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gmerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Smka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gmerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.