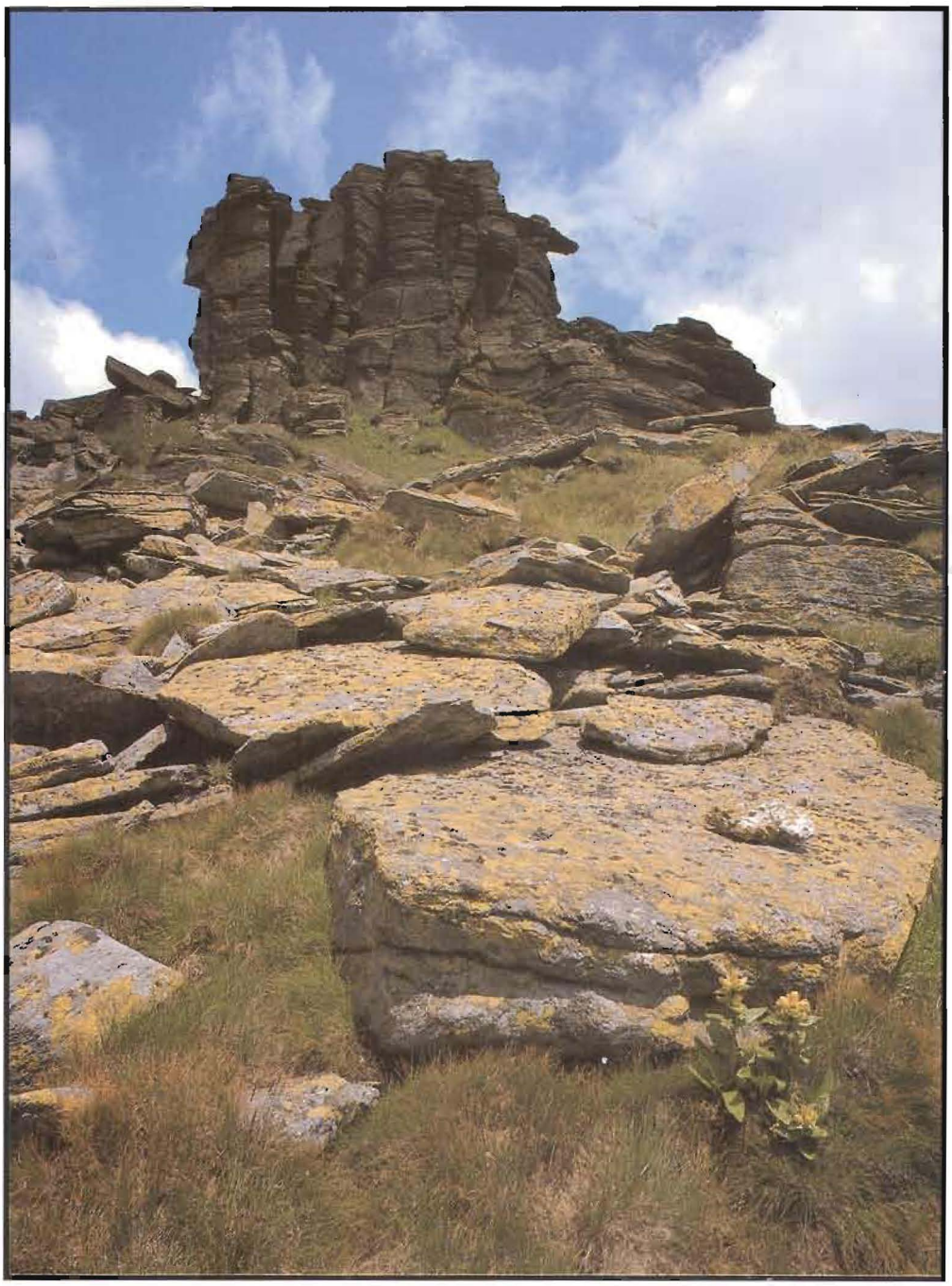
5-6/24/1992
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



GEO a.s. complex

geophysical
geological
ecological research

We offer expert services in:

Geology

geological and geochemical mapping, structural, tectonic and metallogenetical analysis and models, mineral resource assessment

Exploration

petroleum,metallic and non-metallic raw materials, industrial materials

Hydrogeology

exploration and analysis

Engeneering Geophysics

feasibility studies and evaluations

Environmental Geophysics

site assessment, monitoring, regional studies, radon surveys

Regional Geophysics

deep crustal structures, regional and specific topics, geophysical mapping and modelling

We have over 35 year experience worldwide in many disciplines.
To find out how our skilled and motivated staff can help you.

GEO a.s. complex

Plaease contact:

Geocomplex a.s.
Geologická 21
822 07 Bratislava
Czecho - Slovakia
Phone: 42 7 243 862 Fax: 42 7 243

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 24 (1992) ■ 5 - 6

339 **P-T path interpretation from garnets in the Moldanubian diaphthorite zone to the west of Waldthurn (Bohemian Massif, NE Bavaria)** — **B. Schulz**
P-T interpretácie získané štúdiom granátu z diaftoritovej zóny moldanubika západne od Waldthurnu (Český masív, Bavorsko)

349 **Albite-microcline orthogneisses of the Tribeč Mts. (Western Carpathians)** — **Š. Méres, D. Hovorka**
Albitovo-mikroklínové ruly Tríbeča

357 **Ropné a plynové akumulácie pri Lipanoch na východnom Slovensku, ich osobitosti a problémy** — **R. Rudinec**
Oil and gas accumulations near Lipany in Eastern Slovakia and their specialities and problems

367 **Postintruzívna deformácia granitoidov južného okraja bratislavského masívu (Malé Karpaty)** — **F. Marko, P. Uher**
Postintrusive deformation from southern border of Bratislava granitoide massif (Malé Karpaty, Western Carpathians)

379 **29. medzinárodný geologický kongres (Kjóto, Japonsko, 24.8. - 3.9. 1992)** — **D. Hovorka**
29th IGC -Kyoto

381 **Nízkoteplotné metasedimenty kraklovskej formácie veporického kryštalinika (Západné Karpaty)** — **S. P. Korikovskij, O. Miko**
Low-temperature metasediments of Kraklová formation of Veporic crystalline (West Carpathians)

394 **Korundovo-flogopitové horniny z kryštalinika Nízkych Tatier** — **J. Spišiak, P. Pitoňák**
Corundum-phlogopite rocks from the Low Tatra Mts. crystalline

399 **Postsedimentárna premena sedimentov permu severného gemerika a hronika Západných Karpát** — **V. Šucha, D. D. Eberl**
Burial metamorphism of Permian sediments in the Northern Gemeric and Hronic units, West Carpathians

407 **Propylitizované bazalty a plagiodacity z permských metasedimentov Tríbeča** — **V. Ďurovič, S.P.Korikovskij, I. P. Laputina, M. Ďurovičová**
Propylitized basalts and plagiodacites of permian metasediments of the Tríbeč crystalline complex

413 **Zirkóny hodrušského intruzívneho komplexu** — **K. Jakabská**
Zircons from the Hodruša intrusive complex (Western Carpathians)

427 **Štúdium sorpcie niektorých kovov na vybraných druhoch zeolitov** — **E. Chmielewská-Horváthová, J.Lesný**
Investigations of sorption of some metals on selected zeolite species

433 **Mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu v mierke 1:50 000 a ich využitie pri výbere lokalít skládok odpadu** — **M. Hrašna, M. Kováčiková, I. Vojtaško**
Waste disposal suitability maps of Slovak territory at 1:50 000 scale and their use in waste disposal siting

441 **Výskum geologických faktorov životného prostredia; perspektívny program slovenskej geológie** — **K. Vrana**
Investigation of geological factors of environment - a prospective program of Slovak geology

453 **Prvý výskyt ropy v slovenskej časti podunajskej panvy** — **O. Franko et al.**
First occurrence of oil in the Slovak part of the Danube lowland

461 **Novšie nálezy zvyškov *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley, 1847) a *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1807) (Proboscidea, Mammalia) od Malých Levár** — **P. Holec**
New findings of *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley, 1847) and *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1807) (Proboscidea, Mammalia near Malé Leváre, Western Slovakia)

467 **Výliatky zubov mastodonta druhu *Mammut borsoni* (Hays,1834) v drevenickom travertíne pri Spišskom Podhradí** — **P. Holec**
Teeth casts of Mastodont species *Mammut borsoni* (Hays,1834) from the Dreveník travertine near Spišské Podhradie

471 **Ferberit - nový minerál v štiavnicko-hodrušskom rudnom poli** — **M. Kalinaj**
Ferberite - new mineral in the Štiavnica - Hodruša ore field

475 **Kryštály pyritu v spodnojurských vápencoch Belianskych Tatier pri Podspádoch** — **S. Pavlarčík**
The pyrite crystals from the Lower-Jurassic limestones from Belianske Tatry Mts. near Podspády village

477 **Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc. (1924 - 1992)** — **D. Vass, M. Kováčik**

392, 405, 406, 426, 451, 452, 470, 472, 484
Aktivita SGS
Activities of the Slovac Geological Society

OBÁLKA: Doskovitý rozpad rúl kráľovohoľského komplexu veporika na hlavnom hrebeni Kráľovej hole. Foto: D. Slivka.
COVER: The tectonic unit Veporicum (W. Carpathians) consists from granitoids, mica shists and gneisses (the Kraľova hoľa complex) . The main range of the Kráľová hoľa complex massif is built by gneisses with platy disintegration. Photo D. Slivka

Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií

Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Published by Mineralia slovaca corporation:
Predseda Združenia - Chairman

JÚLIUS MALJKOVIČ

Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, a.s., Brno
Geokonzult, a.s., Košice
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Ministerstvo životného prostredia, sekcia 5, Bratislava
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šestkrát ročne vo vydavateľstve Alfa. Vydavateľ: Geocomplex, a.s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač Polygraph servis Bratislava.
Predplatné pre rok 1992: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78.- Kčs, študenti 40.- Kčs, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228.- Kčs. Cena jednotlivého čísla je 38.- Kčs (dvojčíslo 76.- Kčs).
Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii.
Adresa redakcie: Mineralia slovaca, p. p.13, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.

Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GRECULA
Geocomplex, a.s.
Werferova 1, 040 11 Košice

Redakčná rada - Editorial board
Predseda - Chairman
MICHAL KURKIN

Členovia - Members

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

Redakcia - Editorial staff
Mária Greculová
Mária Dryjová
Marek Bednář, Miloslav Antal

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

© Alfa Bratislava

Mineralia slovaca, 24 (1992), 339 - 347

P-T path interpretation from garnets in the Moldanubian diaphthorite zone to the west of Waldthurn (Bohemian Massif, NE Bavaria)

BERNHARD SCHULZ

Institut für Geologie und Mineralogie, Schlossgarten 5, D-8520 Erlangen, FRG

(Received 23,3,1992, revised version June 5, 1992)

Abstract

Sillimanite-biotite micaschists in the Moldanubian diaphthorite zone at the eastern margin of the Erbendorf-Vohenstrauß Zone (ZEV) bear strongly zoned garnets. Decreasing, then increasing χ Mg and increasing - decreasing χ Ca from cores to rims of the porphyroblasts are considered to be product of continuous reactions. Coexisting successive biotites and plagioclases allowed to estimate P-T conditions from garnet zonations by cation-exchange and cation-net-transfer geothermo-barometry. The P-T evolution started at 550 °C/3 kbar, calculated from garnet cores. Ca-rich intermediate garnet zones with enclosed albitic plagioclase give evidence of a high-pressure stage at 575 - 650 °C/14 - 18 kbar. Garnet rims with high χ Mg and low χ Ca in equilibrium with oligoclase of the matrix, recorded a final LP-HT stage near 700 °C/3 kbar. This P-T path signalizes a rapid tectonic burial and uplift process during a continental collision which affected a crustal regime with high heat flow rates. A late-Variscan age of cooling after the metamorphism can be inferred from K-Ar hornblende data in adjacent metabasites.

Introduction

Knowledge about pressure-temperature-time-deformation (P-T-t-d) paths from metamorphic rocks is necessary to characterize and distinguish individual histories of lithotectonic units involved in orogenic processes. Two main lithological units of the Moldanubian s. l. are found in the northeastern edge of the Bavarian part of the Bohemian Massif (Stettner, 1981; Zoubek et al., 1988). An upper unit, the Erbendorf-Vohenstrauß Zone (ZEV) consists mainly of metasediments and various types of abundant metabasites (Stettner, 1981; Schüßler et al.,1986, 1989). High-pressure relics are found in the metabasites (Schüßler, 1990; Röhr et al., 1990; Patzak et al., 1991) which are overprinted by medium-pressure amphibolite-facies metamorphism (Blümel, 1983; Schüßler et al., 1986; Röhr and von Gehlen, 1989; Kleemann,1991). K-Ar hornblende data around 380 Ma in the western parts of the ZEV probably indicate the end of this regional metamorphism and contrast younger ages (330 - 320 Ma) in the eastern parts (Kreuzer et al., 1989). The monotonous biotite-sillimanite- and cordierite-Kfeldspar- sillimanite-gneisses of the Moldanubian s. str. to the east and the south of the ZEV (Fig. la) display relics of a high-pressure stage (O´Brien, 1989) and a subsequent medium-pressure granulitic stage (Blümel, 1986; 1987; Wagener-Lohse and Blümel, 1986) which survived a pervasive low-pressure - high-temperature overprinting (Wagener-Lohse and Blümel, 1984; Stein, 1988). According to K-Ar hornblende data, this metamorphism ceased at 330 - 320 Ma (Kreuzer et al., 1989). High-temperature mylonites (Baumann et al., 1990), the Ordovician-Silurian graphite quartzites of Wildenau-Plößberg-Spielberg (Voll, 1960; Emmert et al., 1981; Heinicke and Vollbrecht, 1988) and the Moldanubian diaphthorites assemble the Wetzldorf Komplex (Voll, 1960) and separate the ZEV from the Moldanubian s. str. (Fig. 1). This zone is discussed to be the basal part of a possibly allochthonous medium-pressure ZEV unit, overlying the Moldanubian s. str. (Weber and Vollbrecht et al., 1986). The intrusion of the late-Variscan Leuchtenberg granite postdates the formation of the diaphthorite zone (Voll, 1960; Schreyer, 1965).

The presented paper describes chemically zoned garnets in the Moldanubian diaphthorite zone. Systematic strong variations of garnets Mg and Ca contents in combination with changing compositions of coexisting biotites and plagioclases allowed to estimate sucessive P and T for defined stages of garnet growth. These P-T estimates line up and assemble a P-T path with a significant shape.

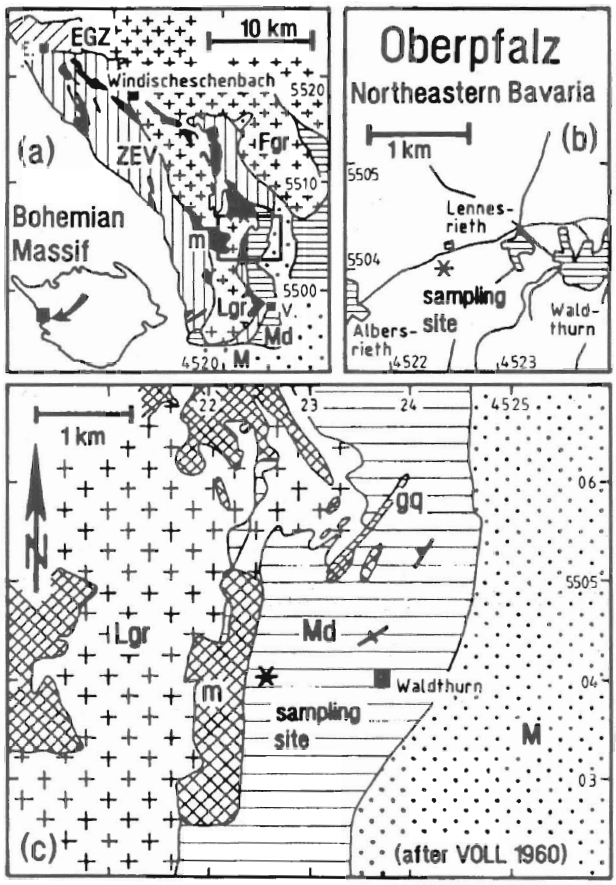


Fig. 1. Regional geology, sampling site and geological map of the sampling region. EGZ - Erbendorfer Grünschiefer Zone, Fgr - Falkenberg granite, gq - graphite quartzites of Wildenau-Plößberg-Spielberg, Lgr - Leuchtenberg granite, m - metabasites of the ZEV, M - Moldanubian s. str., Md - Moldanubian diaphthorite zone, ZEV - Erbendorf-Vohenstrauß Zone.

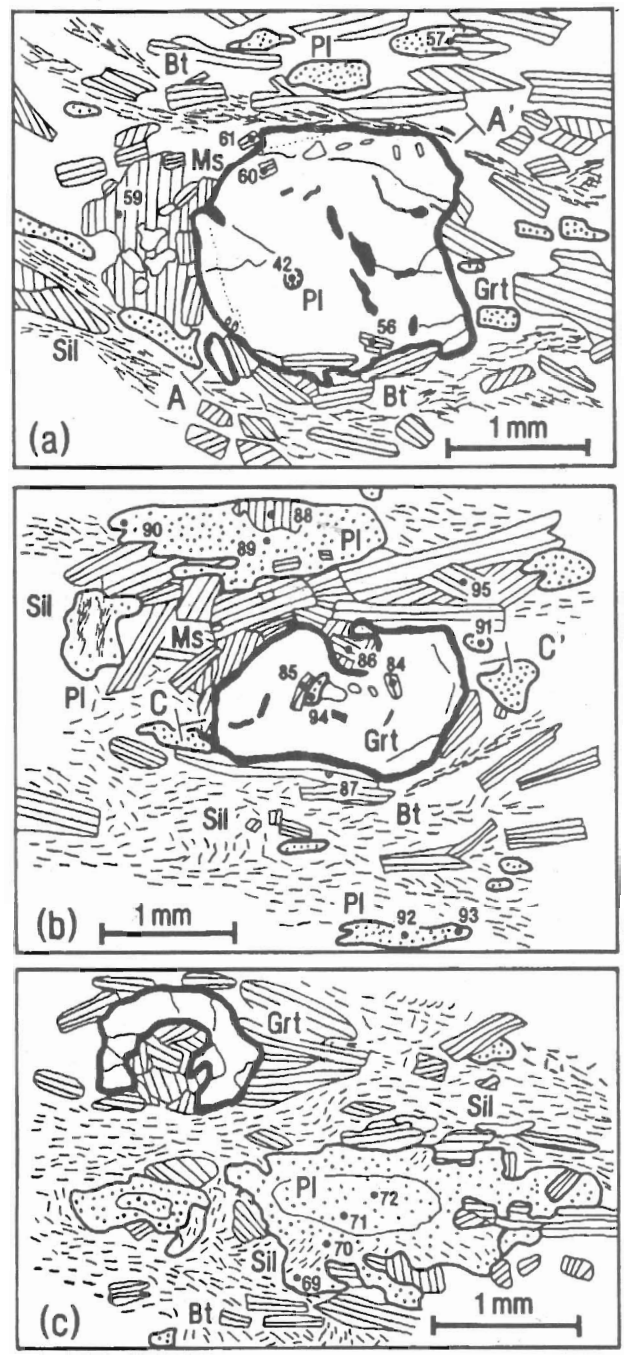


Fig. 2. Microstructures in a biotite-sillimanite-garnet-micaschist from the Moldanubian diaphthorite zone. Numbers refer to analyses in Fig. 3, 4, 5 and Table 1.

Sample description

The investigated specimen was selected out of several dozen samples from the zone of heterogeneous Moldanubian diaphthorites, and picked up at R 4 522 400/H 5504 000 or 12° 18′30" E/49° 40′30" N near to the road from Albersrieth to Lennesrieth, 1 km to the west of Waldthurn (Fig. 1b, c). The region is completely covered by soil. Next outcrops of diaphthoritic biotite-sillimanite gneisses with steeply WNW and ESE dipping foliation planes and steeply plunging lineation (Voll, 1960; Schabardin, 1991) are situated 1.5 km to the NE. Graphite quartzite is found 1 km to the north (Fig. 1b). Amphibolites of the Erbendorf-Vohenstrauß Zone (ZEV) which yielded K-Ar hornblende ages around 305 - 325 Ma (Kreuzer et al., 1989) separate the Moldanubian diaphthorite zone from the late-Variscan 300 - 320 Ma old (Köhler et al., 1974) Leuchtenberg granite (Fig. 1c).

The sample is part of the melanosome, with garnets up to 4 mm in diameter, embedded in a melanocratic foliated matrix of predominant biotite and small pla-

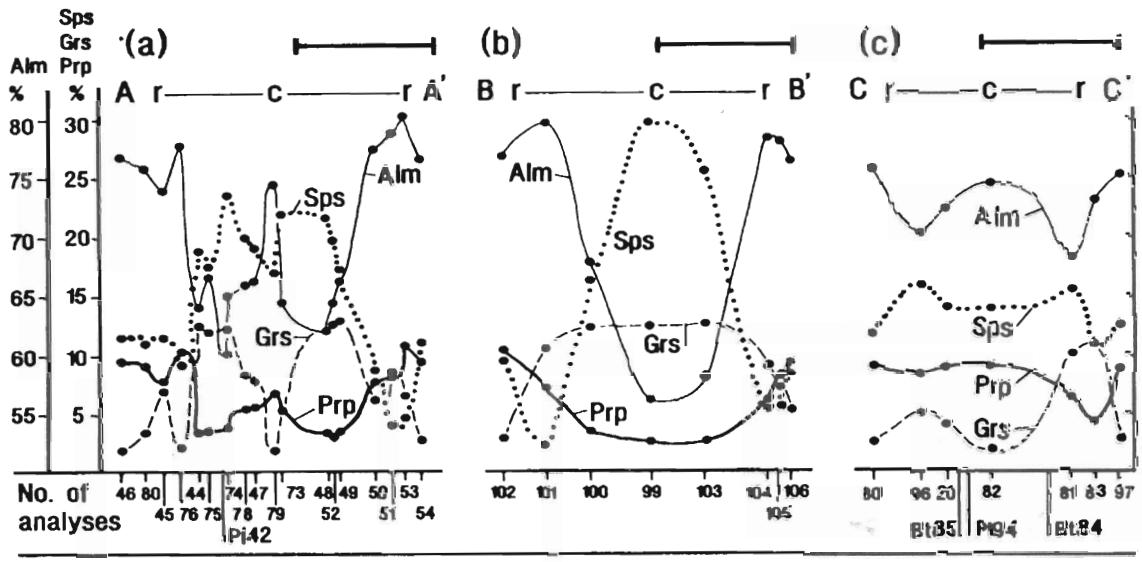


Fig. 3. Chemical profiles A-A′ to C-C′ of garnets and analyses of enclosed minerals (see Fig. 2). Alm - almandine, Grs - grossular, Prp - pyrope, Sps - spessartine, c - core, r - rim. Scale bar is 1 mm. Numbers refer to Fig. 3, 4, 5, and Table 1.

gioclase. Foliation-parallel leucosome layers with quartz and feldspar of anatectic first melts, as observed frequently in the region, are lacking. No signs of pervasive retrogressive alteration like chloritization are visible in the sample. Metablastic decussate crystallization of biotite, small muscovite and sometimes sillimanite around the garnets is widespread (Fig. 2a). A foliation underlined by biotite and fibrolitic sillimanite surrounds the garnets and postdates the metablastic stage of crystallization (Fig. 2b, c). Plagioclase appears in elongated grains parallel to the foliation or forms large optically zoned porphyroblasts enclosing fibrolitic sillimanite and biotite. The garnets display large cores with high chagrin by graphite and/or fluid inclusions and narrow limpid rims. They contain biotite, plagioclase, quartz and ilmenite without preferential orientation. Muscovite is enclosed near to the rims. Cordierite or pseudomorphs after cordierite, as frequently observed in the region (Voll, 1960; Schabardin, 1991) are not found in the sample.

Microstructures like successive foliations or syn-crystalline-rotated porphyroblasts which give hints to a progressive deformation by shearing, are lacking. In contrast, the dominant metablastic growth of the matrix, the static growth of the garnets and the poorly developed foliation imply that the entire sample represents a cm-scale low-strain zone in an environment with pervasive shearing, melting, mylonitization and diaphthorism. Following the microstructural observations, two successive mineral assemblages can be distinguished. An early metablastic assemblage consists of biotite + muscovite + garnet + plagioclase + sillimanite + quartz. The later assemblage is contemporaneous with the formation of the foliation and contains biotite + muscovite + plagioclase + sillimanite + quartz.

Mineral chemistry

Microprobe analyses (70 points, for representative analyses see Table 1) were taken from the sample. Slightly decreasing c Mg (0.36 - 0.32), increasing Ti (0.25 - 0.38) and constant Al^{VI} (0.83 - 0.84) contents are observed from biotites enclosed in garnets from cores to rims. Matrix biotites display similar χ Mg (0.33 - 0.35), intermediate Ti (0.29 - 0.35) and slightly higher Al^{VI} (0.80 - 0.88) contents compared to the enclosed biotites. Muscovites inside garnet rims and in the matrix are similar with Na = 0.28 - 0.31, Fe = 0.07, Mg = 0.07 and Si^{4+} = 6.05. Plagioclase enclosed in garnet core contains 12 % anorthite. In a Ca-rich intermediate zone of a garnet, albitic plagioclase with An 4 % has been observed. Matrix plagioclases are zoned with higher anorthite contents (An 19 %) in the cores and lower anorthite contents (An 13 %) in the rims.

Garnets are strongly zoned. Two porphyroblasts display first slightly increasing, then decreasing spessartine contents from cores to rims (Fig. 3a, c).

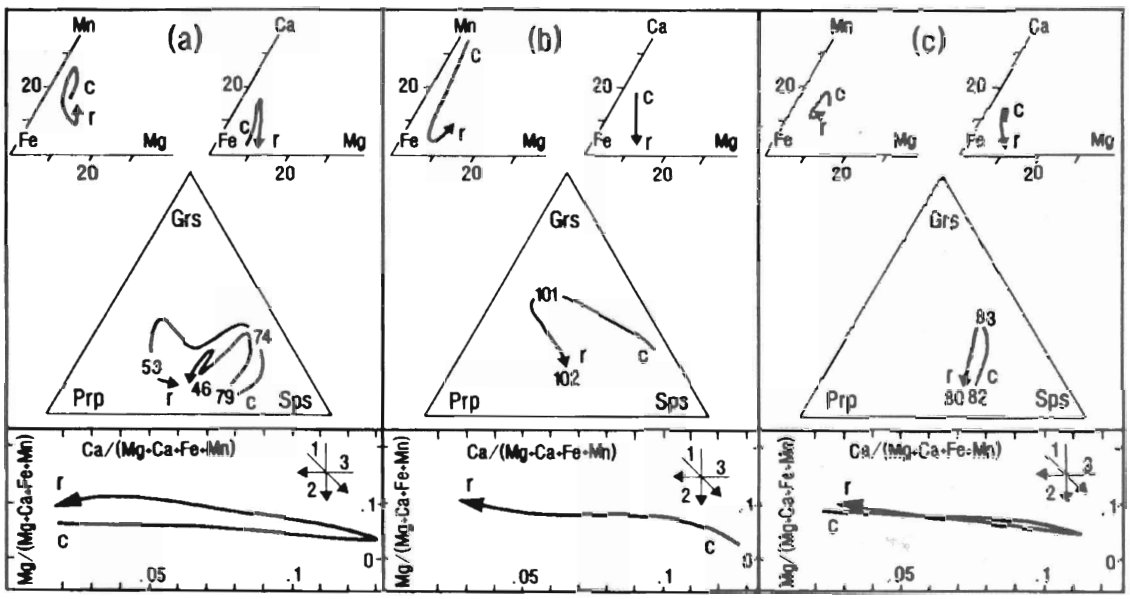


Fig. 4. Evolution of garnet compositions in Fe-Mg-Ca-, Fe-Mg-Mn-, spessartine-grossular-pyrope- (Sps-Grs-Prp)- coordinates and in the diagram of Martignole and Nantel (1982). Chemical trends in the Mg/(Mg+Ca+Fe+Mn) versus Ca/(Mg+Ca+Fe+Mn) diagrams refer to tectonic history: isobaric cooling (1), cooling/unloading (2) and isothermic unloading (3). c - core, r - rim. Numbers refer to analyses used for thermobarometry in Fig. 5 and Table 1.

Maximal contents of spessartine in individual garnet cores are different, varying from 30 to 16 % (Fig. 3). This may be caused by an initial inhomogeneous spatial distribution of Mn in the rock or by only approximately central sections through garnets. A zonation of the almandine component is opposite to the spessartine zonation and conjugated with the pyrope evolution trend. The χ Mg first decrease (0.08 - 0.04), then increase up to 0.12 in the garnet rims.

Grossular contents are low (<2 %) in the cores of two garnets and increase up to 11 % in the intermediate zones (Fig. 3a, c). Then a decrease of the grossular contents to 3 % towards the rims is observed. In one garnet (Fig. 3a), this Ca-decrease is complicated by a slight reincrease, then r decrease and accompanied by an increase of the spessartine and a final decrease of the pyrope contents. The significance of this interruption is not clear and these variations may be growth zonations or possibly a marginal re-equilibration of the garnet rim by diffusion.

Geothermobarometry

The continuous garnet zonation trends in Fe-Mg-Mn-, Fe-Mg-Ca- and spessartine-grossularite-pyrope coordinates (Fig. 4) presumptively indicate garnet growth in course of continuous reactions (Thompson, 1976; Trzcienski, 1977; Tracy, 1982). Garnet, biotites, muscovite, plagioclases, alumosilicate, quartz and H_2O of the metablastic assemblage are involved in these reactions and appear in a divariant field which is bounded by a garnet-producing reaction at low T and a cordierite-producing reaction at high T (Zen, 1966; Thompson, 1976; Spear and Cheney, 1989). Changes in mineral chemistry of garnet, biotites and plagioclases in the low-variance assemblage are reflecting changing P and T in progress of the reactions (Tracy, 1982; Spear and Selverstone, 1983).

Considerably increasing χ Mg during garnet growth is reflected by a general slight decrease of χ Mg in biotites, the latter acting as a reservoir. On the other hand, the strong variation of the Ca contents in garnets is balanced by an oppositely directed Ca evolution in the plagioclases. Slow rates of post-entrapment volume diffusion in plagioclases will preserve original compositions of inclusions inside garnet (St-Onge, 1987). The only effective means of equilibration is for old plagioclase to dissolve partially or completely, and for new plagioclase of a different composition to grow (Spear et al., 1990). No textural signs of such retrograde albitisation of initially anorthite-richer plagioclases were observed. Thus, pla-

TAB.1
Microprobe analyses of garnet (24 0), micas (22 0) and placioclase (8 0).

	Garnet										Biotite				
	79	82	83	74	101	76	53	102	80	46		85	84	56	57
SiO_2	36.19	36.66	36.45	36.53	36.70	36.41	36.14	36.32	36.28	36.55	SiO_2	34.00	32.92	33.15	33.04
TiO_2	0.01	0.02	0.03	0.05	0.02	-	0.02	0.04	0.02	0.03	TiO_2	2.21	2.87	3.22	2.91
Al_2O_3	20.51	20.55	20.76	20.59	20.80	20.85	20.61	20.94	21.21	21.04	$Al2O_3$	19.48	19.40	19.81	19.51
FeO	33.47	32.88	32.34	26.94	35.22	34.72	35.97	34.77	33.98	35.04	FeO	22.85	22.77	22.44	21.93
MnO	7.46	6.05	4.72	10.47	1.05	4.03	2.09	4.20	5.34	5.13	MgO	7.09	6.37	6.07	6.26
MgO	1.72	2.26	1.14	0.98	1.84	2.57	2.69	2.68	2.29	2.46	Na_2O	0.34	0.24	0.22	0.34
CaO	0.67	0.75	0.90	4.37	3.58	0.80	1.45	1.14	0.96	0.74	K_2O	8.78	8.33	9.35	9.04
tot	100.03	99.17	99.34	99.93	99.21	99.38	98.95	100.09	100.08	100.99	tot	94.75	92.90	94.26	93.03
Si	5.93	6.00	5.96	5.95	5.98	5.94	5.93	5.90	5.90	5.90	Si	5.28	5.21	5.19	5.23
Ti	0.001	0.002	0.003	0.005	0.002	-	0.002	0.004	0.002	0.003	Ti	0.25	0.34	0.37	0.34
Al	3.96	3.96	4.00	3.95	3.99	4.01	3.98	4.01	4.06	4.00	Al	3.56	3.62	3.65	3.64
Fe^{2+}	4.59	4.50	4.42	3.67	4.80	4.74	4.93	4.72	4.62	4.73	Fe	2.97	3.01	2.94	2.90
Mn	1.03	0.83	0.65	1.44	0.14	0.55	0.29	0.57	0.73	0.70	Mg	1.64	1.50	1.41	1.47
Mg	0.41	0.55	0.27	0.23	0.44	0.62	0.65	0.65	0.55	0.59	Na	0.10	0.07	0.06	0.10
Ca	0.11	0.13	0.68	0.76	0.62	0.14	0.25	0.19	0.16	0.12	K	1.74	1.68	1.86	1.82
tot	16.03	15.97	15.98	16.00	15.97	16.00	16.03	16.04	16.02	16.04	tot	15.54	15.43	15.48	15.50
χ Mg	0.08	0.11	0.05	0.05	0.12	0.11	0.11	0.12	0.10	0.11	χ Mg	0.36	0.34	0.32	0.33
Alm	74.47	74.75	73.27	60.09	79.81	78.19	80.41	76.83	76.03	76.93					
Prp	6.81	9.16	4.59	3.88	7.41	10.30	10.72	10.57	9.14	9.62					
Sps	16.81	13.94	10.83	23.62	2.41	9.20	4.74	9.41	12.09	11.41					
Grs	1.85	2.00	11.17	12.24	10.34	2.28	4.10	3.12	2.69	1.85					

	Plagioclase									Muscovite			Biotite		
	94	42	64	68	69r	71c	89c	90r		60	95	87	88	86	59
SiO_2	64.92	67.62	63.54	62.14	64.44	63.50	63.37	64.59	SiO_2	45.29	46.23	33.50	33.63	34.08	34.58
Al_2O_3	22.45	22.70	23.16	22.97	22.77	73.09	23.50	22.54	TiO_2	0.59	0.92	2.88	3.02	2.94	2.57
CaO	2.70	0.91	3.75	3.90	3.12	3.86	4.15	3.16	Al_2O_3	36.72	37.06	19.44	19.91	19.28	19.59
Na_2O	10.83	11.56	9.86	9.67	10.13	9.55	9.65	10.40	FeO	1.00	0.92	22.14	22.75	22.96	22.55
K_2O	0.04	0.06	0.05	0.08	0.05	0.08	0.05	0.04	MgO	0.34	0.39	6.15	6.27	6.57	6.76
tot	100.94	100.85	100.36	98.96	100.48	100.08	100.72	100.73	K_2O	9.79	9.22	8.81	8.64	8.98	9.20
Si	2.83	2.93	2.79	2.78	2.82	2.80	2.78	2.83	tot	94.24	95.99	93.35	94.47	95.14	95.59
Al	1.15	1.05	1.20	1.21	1.17	1.20	1.21	1.16	Si	6.03	6.05	5.27	5.23	5.28	5.31
Ca	0.12	0.04	0.17	0.18	0.14	0.18	0.19	0.14	Ti	0.05	0.09	0.34	0.35	0.34	0.29
Na	0.91	0.97	0.84	0.83	0.86	0.81	0.82	0.88	Al	5.76	5.72	3.61	3.65	3.52	3.55
K	0.002	0.003	0.003	0.004	0.002	0.004	0.003	0.002	Fe	0.11	0.10	2.91	2.96	2.97	2.90
tot	5.01	4.99	5.00	5.00	4.99	4.99	5.00	5.01	Mg	0.06	0.07	1.44	1.45	1.51	1.56
An	12.10	4.13	17.33	18.13	14.52	18.18	19.14	14.36	Na	0.28	0.31	0.10	0.07	0.09	0.09
									K	1.66	1.54	1.79	1.71	1.77	1.80
									tot	13.95	13.88	15.46	15.42	15.48	15.50
									χ Mg	-	-	0.33	0.33	0.34	0.35

The following analyses from minerals in equivalent microstructural positions and in equilibrium were combined for geothermobarometry, * marks mineral pairs in contact: Grt 79 - Bt 85 - Pl 94; Grt 82* - Bt 85* - Pl 94*; Grt 83* - Bt 84* - Pl 42; Grt 74* - Bt 56 - Pl 42*; Grt 101 - Bt 84 - Pl 42; Grt 53 - Bt 56 - Pl 64; Grt 102 - Bt 86 - Pl 64; Grt 76 - Bt 87 - Pl 64; Grt 80 - Bt 86 - Pl 68; Grt 46 - Bt 87 - Pl 68.

gioclases enclosed in the garnets and occuring in the matrix are considered to be in equilibrium with corresponding stages of garnet growth.

Compositional growth zonations of garnets involved in low-variance assemblages allow the inference of a continuous sequence of P-T points and of $\Delta P/\Delta T$ evolutions by the Gibbs method (Spear and Selverstone, 1983; Haugerud and Zen, 1991). Each step of garnets chemical evolution represents a finite temporal (Δt) and spatial domain of equilibration with the other minerals of the assemblage. Semiquantitatively, nearly isothermal compression followed by decompression/heating can be derived from the Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn) versus Mg/(Ca+Mg+Fe+Mn) evolution trend in garnet (Martignole and Nantel, 1982). However, in the

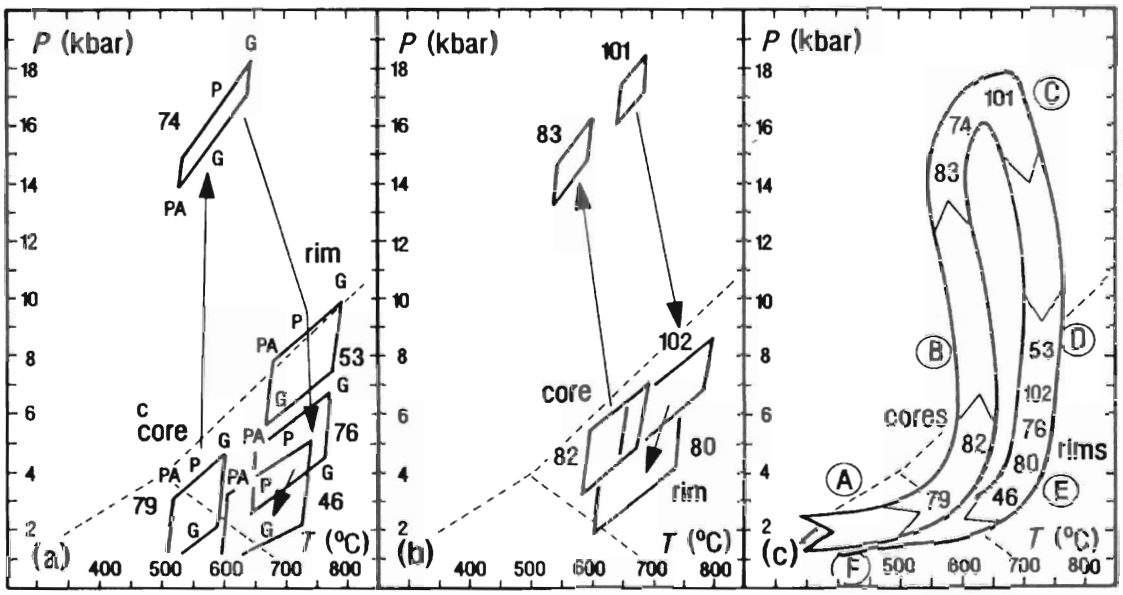


Fig. 5. Calculated P-T fields, enclosed by minimal and maximal results from several calibrations (see text). The calibrations from Perchuk and Aranovitch (1984) (PA) and Ganguly and Saxena (1984) (G) yielded minimum temperatures and pressures, calibrations by Ganguly and Saxena (1984) (G) and Perchuk et al. (1985) (P) led to maximum values in all cases. Numbers refer to garnet analyses in Fig. 2, 3, 4 and Table 1, analyses used for the calculations are listed in the captions to Table 1. Arrows indicate temporal direction of metamorphic evolution according to garnets zonation trends. P-T path in (c) is assembled by results from thermobarometry shown in (a, b). The P-T path is labelled by successive stages A to F of metamorphic evolution: A - early prograde low-pressure stage, B - compressive crustal stacking stage, C - high-pressure eclogitic stage, D - decompressional granulitic stage during tectonic uplift, E - low-pressure - high-temperature stage of uplift, F - final late-Variscan cooling stage.

investigated sample, biotites and plagioclases which coexisted with garnet during corresponding time intervals are preserved as inclusions within the microstructural domain of interest ("local equilibrium") and allow to estimate P and T by "classical" thermobarometry (Perchuk et al., 1985; Triboulet and Audren, 1985; St-Onge, 1987; Haugerud and Zen, 1991). Consequently, P and T of equilibrium were calculated from Ca-poor garnet cores enclosing plagioclase and biotite, from Ca-rich intermediate garnet zones enclosing albitic plagioclase and biotite, and from Ca-poor/Mg-rich garnet rims in equilibrium with Ca-rich plagioclase cores and biotites of the matrix. To avoid effects of possible late post-equilibrium cation diffusion (Tracy et al., 1976), only analyses from inclusion cores and analyses in some microns distance to grain boundaries were used. The minimal and maximal values from five garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometers (Thompson, 1976; Holdaway and Lee, 1977; Hodges and Spear, 1982; Ganguly and Saxena, 1984; Perchuk and Aranovitch, 1984) and from three Ca net-transfer geobarometers (Newton and Haselton, 1981; Ganguly and Saxena, 1984; Perchuk et al., 1985) enclose P-T fields containing the other results and defining the overall discord from all involved activity models (Triboulet and Audren, 1985). The Grt-Bt-Ms-Pl barometer (Ghent and Stout, 1981) was applied to garnet rims additionally. Calculations from corresponding mineral pairs not in contact but in equivalent microstructural position yielded similar results (Fig. 5a, b, Table 1). From garnet cores, conditions of 550 °C/3 kbar were estimated. Ca-rich intermediate zones of garnets enclosing albitic plagioclase yielded 575 - 650 °C/14 - 18 kbar of a high-pressure stage. Decompression/heating, then isothermal decompression to 700 °C/3 kbar were estimated from the garnet rims and matrix minerals (Fig. 5a, b). Following the P-T data in the alumosilicate phase diagram (Spear and Cheney, 1989), the P-T path first passes the sillimanite field, then enters the kyanite field and meets the sillimanite field again during decompression (Fig. 5). There is no evidence of kyanite in the sample. Possibly, kinetics of alumosilicate polymorphism reactions were too slow compared to the speed of compression-decompression, or pre-existent kyanite has been completely obscured by transformation to sillimanite and/or white mica.

All geothermo-barometric calculations are afflicted with a quantitative minimum discord of ± 30 °C/± 1

kbar upon actual P-T estimates due to microprobe errors, influence of bulk composition and unprecise thermodynamic data involved in the calibrations. Especially, due to poorly understood activity/composition relations in plagioclase with An < 20 % at low T (Ashworth and Evirgen, 1985), and a possible strong positive deviation from ideality for albitic plagioclase (Ghent and Stout, 1981), pressure estimations for the high-pressure stage may be unprecise and too high in the range of 2 kbars. Furthermore, quantitative discord on temperature estimations may arise from high Mn contents in garnet cores. Mn contents are not corrected by garnet-biotite Fe-Mg exchange thermometers. Therefore, temperature estimates from the garnet with the lowest Mn contents (Fig. 3, 4, 5) seem to be the most reliable. Qualitative or geological errors arise from faulty assumption about equilibrium, variance and crystal growth directions and cannot be easily assessed (Spear et al., 1990; Haugerud and Zen, 1991). In each case, discord on T estimations will be not significant due to only slight variations of χ Mg among the biotites.

However, systematic errors are not affecting the principal sense of the calculated P-T variations, as has been concluded by Spear and Rumble (1986) from garnet zonation profile simulation. For this reason, it is convenient to consider mainly the relative P-T evolution or the general shape of the P-T path for further interpretation.

Comparison with P-T data from the region

P-T paths from metamorphic rocks give considerable insight into the thermotectonic evolution of crystalline terranes (Spear et al., 1984; England and Thompson, 1984; Thompson and England, 1984; Davy and Gillet, 1986). We are dealing here with a single observation and a single P-T path which has to be compared to other P-T data from the complex Oberpfalz metamorphic terrain. The P-T path from the Moldanubian diaphthorite zone is labelled into sections A to F, which represent successive steps of thermotectonic evolution (Fig. 5c).

Cooling accompanied by mylonitization and diaphthorism of stage F of the P-T path (Fig. 5c) were described by Voll (1960), Schreyer (1965) and quantified by Kleemann (in Weber and Vollbrecht et al., 1986) and Kleemann et al. (1989). The low-pressure - high-temperature stage (stage E, Fig. 5c) is known from the Moldanubian s. str. gneisses to the east and the south (Voll, 1960; Schreyer, 1965; Wagener-Lohse and Blümel, 1984, 1986; Blümel, 1986, 1987; Stein, 1988). Similarly, medium pressures of stage D were reported from the southern part of the ZEV (Blümel, 1983; Röhr and von Gehlen, 1989; Kleemann, 1991) and from the KTB drill hole (Reinhardt et al., 1989). High-pressure eclogitic conditions as observed at stage C of the path are found both in ZEV and in the Moldanubian s. str. (O´Brien, 1989). In the ZEV metabasites, relic minerals give evidence of this event (Schüßler, 1990; Röhr et al., 1990; Patzak et al., 1991). Until now, data concerning the compressional stage of the metamorphism (stage B) are rare from the region. However, Reinhardt et al. (1989) and Reinhardt (1990) inferred a similar evolution from reaction sequences in metapelites of the KTB drill hole and Kleemann (1989) found a prograde-T path in the southern ZEV. Summing up, the P-T path from the Moldanubian diaphthorite zone combines characteristic successive stages of a regional metamorphic evolution.

Discussion and conclusions

Temporal and thermobarometric relationships of several successive steps of regional metamorphism are preserved within P-T coordinates and define the specific shape of the P-T path from the zoned garnets. Several interesting aspects of a regional thermotectonic history arise from a semiquantitative interpretation of this P-T paths´ shape.

A temperature-dominated prograde metamorphism at low pressures (stage A, Fig. 5c) can be inferred previous to the P-T conditions recorded by the garnet cores. Such an evolution requires considerable heat supply from the lower crust. For instance, high rates of heat flow are realized in pre-collisional extensional tectonic regimes with an extensional factor larger than 3, or alternatively by a convective thinning of the mantle lithosphere as proposed by Loosveld and Etheridge (1990). The compression at stage B of the path then signalizes burial during a collisional event with tectonic stacking. Stages A and B of the path display an "anticlockwise" shape, contrasting "clockwise" P-T evolutions usually inferred for collisional crustal thickening (England and Thompson, 1984; Thompson and Ridley, 1987). Surprisingly, the decreasing χ Mg of the garnets during contemporaneously increasing χ Ca (Fig. 4a,

c) suggest slight cooling during the compression instead of expected further heating. If valid, such a disturbance of the heat flow may be an effect of the duration of convection within newly upwelled asthenospheric material at the base of the crust, as is discussed by Loosveld and Etheridge (1990) in thermal models of crustal thickening (slow deformation) accompanied by instantaneous convective thinning of the mantle lithosphere. In course of the tectonic stacking process, the rocks were deeply buried and suffered high-pressure eclogitic conditions of stage C. The subsequent stages D and E of decompression/slight heating and isothermal decompression signalize fast uplift without pervasive readjustment of isotherms (Rubie, 1984). Pure isostatic erosional uplift after crustal thickening (England and Thompson, 1984) cannot explain this behaviour and a rapid tectonic upward directed transport of the eclogite-facies rocks must have taken place. However, apart from the possible slight cooling during compression, the pressure variations along the P-T path seem to have not caused any significant disturbance of the general thermal regime with initial high rates of heat flow, as is obvious from the late LP-HT stage E which is situated near to the early stage A of the path (Fig. 5c). Unfortunately, deformational structures belonging to stages A to E of the path are not found in the sample. The formation of the foliation is a late event which occurs during cooling after stage E. Radiometric data (Kreuzer et al., 1989) allows to fix the cooling stage F at around 305 - 325 Ma. Interpreted that way, P-T paths from zoned garnets in single metapelite samples give useful information to the thermal history of metamorphic terrains. For better understanding of the processes, arrays of P-T paths from several samples are needed.

References

Ashworth, J. R. & Evirgen, M. M. 1985: Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. II. Perturbation of garnet-plagioclase geobarometers. *J. Metamorphic Geol., 3, 219 - 229.*

Baumann, A., Grauert, B. & Kleemann, U. 1990: Altersbestimmung einer Mylonitzone im Grenzbereich ZEV/Moldanubikum. *In: Emmermann, R. and Giese, P. (Eds.): KTB Report 90-4, Beiträge zum 3. KTB Kolloquium in Gießen, 551.*

Blümel, P. 1983: The western margin of the Bohemian Massif in Bavaria. *Fortschr. Mineral. Bh., 61-2, 171 - 195.*

Blümel, P. 1986: Metamorphic processes in the Variscan crust of the Central Segment. *In: Freeman, R., Mueller, S. and Giese, P. (Eds.): Proceedings Workshop European Geotraverse Project, 3rd Eur. Sci. Found. and Eur. Sci. Res. Counc., Strasbourg, 149 - 155.*

Blümel, P. 1987: Syndeformative subduction and obduction in the Variscan basement of South Germany. *Terra Cognita, 7, 164.*

Davy, P. & Gillet, P. 1986: The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics, 5, 913 - 929.*

Emmert, U., von Horsting, G. & Stettner, G. (1981): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt 6334 Bayreuth. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (Ed.),*

England, P. C. & Thompson, A. B. 1984: Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology, 25, 894 - 928.*

Ganguly, J. & Saxena, S. K. 1984: Mixing properties of aluminosilicate garnets: constrains from natural and experimental data, and application to geothermobarometry. *American Mineralogist, 69, 88 - 97.*

Ghent, E. D. & Stout, M. Z. 1981: Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol., 76, 92 - 97.*

Haugerud, R. A. & Zen, E. An. 1991: An essay on metamorphic path studies or Cassandra in P-T - τ space. *In: Perchuk, L. L. (Ed.): Progress in metamorphic and magmatic petrology, 323 - 348.*

Heinicke, F. & Vollbrecht, A. 1988: Gefügestudien an Graphitquarziten im moldanubisch-saxothuringischen Übergangsbereich, NE-Bayern. *Erlanger Geol. Abh., 116, 35 - 40.*

Hodges, K. V. & Spear, F. S. 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist, 67, 1118 - 1134.*

Holdaway, M. J. & Lee, S. M. 1977: Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contri. Mineral. Petrology., 63, 175 - 198.*

Kleemann, U. 1989: Petrologie ZEV-Sudrand. *In: Emmermann, R. & Giese, P. (Eds.): KTB Report 89-3, Beiträge zum 2. KTB-Kolloquium in Gießen, 348.*

Kleemann, U., Stein, E. & Blümel, P. 1989: Mylonite im Grenzbereich zwischen ZEV und Moldanubikum. *In: Emmermann, R. and Giese, P. (Eds.): KTB Report 89-3, Beiträge zum 2. KTB-Kolloquium in Gießen, 349.*

Kleemann, U. 1991: Die Metamorphose im Grenzbereich ZEV/Moldanubikum und Kriterien zur Abgrenzung der Einheiten. *In: Emmermann, R. and Lauterjung, J. (Eds.): KTB Report 91-1, Forschungsergebnisse im Rahmen des DFG Schwerpunktprogramms, 13 - 20.*

Köhler, H., Müller-Sohnius, D., & Cammann, K. 1974: Rb-Sr Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteins-Proben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE-Bayern. *New Jb. Mineral. Abh., 123, 63 - 85.*

Kreuzer, H., Seidel, E., Schüßler, U., Okrusch, M., Lenz, K. L. & Raschka, H. 1989: K-Ar geochronology of different tectonic units at the northeastern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics, 157, 149 - 178.*

Loosveld, R. J. H. & Etheridge, M. A. 1990: A model for low-pressure facies metamorphism during crustal thickening. *J. Metamorphic Geol., 8, 257 - 267.*

Martignole, J. & Nantel, S. 1982: Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex, Grenville province, Quebec. *Canad. Mineral., 20, 307 - 318.*

Newton, R. C. & Haselton, H. T. 1981: Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. *In: Newton, R. C., Navrotsky, A. & Wood, B. J. (Eds.): Thermodynamics of minerals and melts, 131 - 147.*

O'Brien, P. J. 1989: The petrology of retrograded eclogites of the Oberpfalz Forest, northeastern Bavaria, West Germany. *Tectonophysics, 157, 195 - 212.*

Patzak, M., Okrusch, M. & Röhr, C. 1991: Die Metabasite der KTB-Vorbohrung: Petrographie, Geochemie, Mineralchemie und Metamorphoseentwicklung. *In: Emmermann, J. & Lauterjung, J. (Eds.): KTB Report 91 - 1, Forschungsergebnisse im Rahmen des DFG Schwerpunktprogramms KTB, 63 - 81.*

Perchuk, L. L. & Aranovitch, L. Y. 1984: Improvement of garnet-biotite geothermometer: correction for fluorine content in biotite. *Dokl. Acad. Sci. USSR, 227, 471 - 475.*

Perchuk, L. L., Aranovitch, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrant'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'kin, V. V., Kitsul, V. I., Karsakov, L. P. & Berdnikov, N. V. 1985: Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *J. Metamorphic Geol., 3, 265 - 310.*

Reinhardt, J., Kleemann, U., Blümel, P. & Schreyer, W. 1989: Geothermobarometry of metapelites as a key to the pressure and temperature history of the ZEV (Zone von Erbendorf-Vohenstrauß), NE Bavaria. *In: Emmermann, R. and Giese, P. (Eds.): KTB Report 89-3, Beiträge zum 2. KTB-Kolloquium in Gießen, 24 - 32.*

Reinhardt, J. 1990: Metamorphism of the metapelites in the KTB drill-core: reaction sequences and thermobarometric constraints. *In: Emmermann, R. and Giese, P. (Eds.): KTB Report 90-4, Beiträge zum 3. KTB-Kolloquium in Gießen, 535.*

Röhr, C. & von Gehlen, K. 1989: Geothermobarometrie eines Staurolith führenden Paragneises aus der ZEV. *In: Emmermann, R. & Giese, P. (Eds.): KTB Report 89-3, Beiträge zum 2. KTB-Kolloquium in Gießen, 428.*

Röhr, C., Patzak, M. & Okrusch, M. 1990: Metamorphoseentwicklung der Metabasite in der KTB-Vorbohrung. *In: Emmermann, R. & Giese, P. (Eds.): KTB Report 90-4, Beiträge zum 3. KTB-Kolloquium in Gießen, 533.*

Rubie, D. C. 1984: A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia Zone, Western Alps. *J. Geol., 92, 21 - 36.*

Schabardin, R. 1991: Geologisch-petrographische Untersuchungen auf dem NE-Teil von Blatt 6339 Waldthurn (Zone von Erbendorf-Vohenstrauß) Nördlicher Oberpfälzer Wald. *Diploma Thesis Institut für Geologie und Mineralogie Erlangen (unpubl.), 102.*

Schreyer, W. 1965: Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Opf. nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. *Geol. Rdsch., 55, 491 - 509.*

Schüßler, U., Oppermann, U., Kreuzer, H., Seidel, E., Okrusch, M., Lenz, K. L. & Raschka, H. 1986: Zur Altersstellung des ostbayerischen Kristallins. Ergebnisse neuer K-Ar-Datierungen. *Geologica Bavarica, 89, 21 - 47.*

Schüßler, U., Richter, P. & Okrusch, M. 1989: Metabasites from the KTB target area Oberpfalz, Bavaria - geochemical characteristics and examples for mobile behaviour of "immobile" elements. *Tectonophysics, 157, 135 - 148.*

Schüßler, U. 1990: Petrographie, Geochemie und Metamorphosealter von Metabasiten im KTB-Zielgebiet Oberpfalz. *Geologica Bavarica, 95, 5 - 100.*

Spear, F. S. & Selverstone, J. 1983: Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrology, 83, 348 - 357.*

Spear, F. S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. & Hodges, K. V. 1984: P-T paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology, 12, 87 - 90.*

Spear, F. S. & Rumble, D. 1986: Pressure, temperature and structural evolution of the Orfordville Belt, West-Central New Hampshire. *J. Petrology, 27, 1071 - 1093.*

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

Spear, F. S., Kohn, M. J., Florence, F. P. & Menard, T. 1990: A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J. Metamorphic Geol., 8, 683 - 696.*

Stein, E. 1988: Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum/Moldanubikum in NE-Bayern. *Geologica Bavarica, 92, 5 - 131.*

Stettner, G. 1981: Grundgebirge. *In: Bayerisches Geologisches Landesamt (Ed.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 3. Aufl., 7 - 29.*

St-Onge, M. R. 1987: Zoned poikiloblastic garnets: P-T paths and syn-metamorphic uplift through 30 km of structural depth, Wopmay orogen, Canada. *J. Petrology, 28, 1 - 21.*

Thompson, A. B. 1976: Mineral reactions in pelitic rocks. *Amer. J. Sci., 276, 401 - 454.*

Thompson, A. B. & England, P. C. 1984: Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrology, 25, 929 - 955.*

Thompson, A. B. & Ridley, J. R. 1987: Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. London, A 321, 27 - 45.*

Tracy, R. J., Robinson, P., Thompson, A. B. 1976: Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist, 61, 762 - 775.*

Tracy, R. J. 1982: Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *In: Ferry, J. M. (Ed.): Characterization of metamorphism through mineral equilibria. Rev. in Mineralogy, 10, Miner. Soc. Amer., 355 - 397.*

Triboulet, C. & Audren, C. 1985: Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite/sillimanite/andalusite and P-T-time deformation path in the micaschists from the estuary of the River Vilaine, South Brittany, France. *J. Metamorphic Geol.,3, 91.*

Trzcienski, W. E. 1977: Garnet zoning - product of a continuous reaction. *Canad. Mineralogist, 15, 250 - 256.*

Voll, G. 1960: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. *Beih. Geol. Jb., 42, 1 - 382.*

Wagener-Lohse, C. & Blümel, P. 1984: Prograde Regionalmetamorphose vom Niederdruck-Typ in der Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubikum E' Tirschenreuth. *Fortschr. Mineral. Bh., 62 - 1, 254 - 255.*

Wagener-Lohse, C. & Blümel, P. 1986: Prograde Niederdruckmetamorphose und ältere Mitteldruckmetamorphose im nordostbayerischen Abschnitt der Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubikum. *In: Geologische Vereinigung (Ed.): Kurzfassungen zur 76. Jahrestagung in Gießen, 84.*

Weber, K., Vollbrecht, A. & Autorenkollektiv, 1986: Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, KTB - Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten, Lokation Oberpfalz. *In: Weber, K. & Vollbrecht, A. (Eds.): 2. KTB-Kolloquium in Seeheim/Odenwald, 186.*

Zen, E. An. 1966: Construction of pressure-temperature diagram for multicomponent systems after the method of Schreinemakers; a geometrical approach. *Bull. U. S. Geol. Surv., 1225, 56.*

Zoubek, V., Fiala, J., Vanková, V., Machart, J. & Stettner, G. 1988: Moldanubian Region. *In: Zoubek, V. (Ed.): Precambrian in younger fold belts, 183 - 267.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 349 - 356

Albite-microcline orthogneisses of the Tríbeč Mts. (Western Carpathians)

ŠTEFAN MÉRES and DUŠAN HOVORKA
Faculty of Sciences, Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Czecho-Slovakia

(Received October 7th, 1992)

Abstract

Field and petrographic studies carried out by the authors have revealed that the Tríbeč Mts. rock complex, which was in the past regarded as migmatites, is in fact composed of albite-microcline orthogneisses. Their protolith consisted of acide volcanics/volcaniclastics. The submitted paper deals with the petrology and chemistry of these albite-microcline orthogneisses and criteria for the interpretation of their origin.

Introduction

The Tríbeč Mts. is one of the Central Western Carpathian core mountains. Their pre-Mesozoic complexes consist of Late Proterozoic (?) ortho- and parametamorphic rocks, granitoids (of Late Carboniferous age) as well as Carboniferous and Permian volcanic-sedimentary complexes. The Mesozoic sequences include Tatric (subautochthonous) as well as Fatric (allochthonous) units.

The spatial distribution of the pre-Carboniferous metamorphic rocks and Variscan granitoids is asymmetric. In the southern part of the mountains, granitoids prevail over other sequences exposed on the surface, whereas the northern tract is dominated by diverse kinds of metamorphic rocks. Over the past fifty years, their presence was noted mainly by the following authors: Oppenheimer (1932), Zoubek (1936), Krist (1961, in Cambel et al., 1961), Krist (1963, in Kuthan et al., 1963), Kamenický (1967, in Maheľ et al., 1967), Krist (1971), Biely et al. (1974), Maheľ (1986), Hovorka and Méres (1990). The types of the metamorphic rocks studied or noted by the above authors are given in Tab. 1.

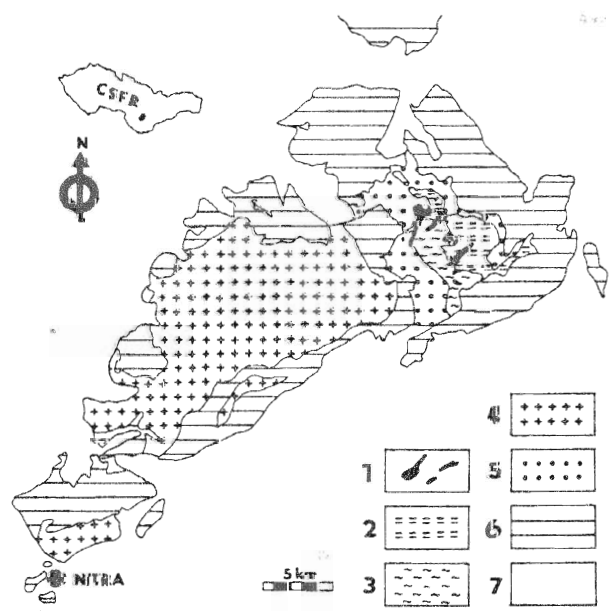


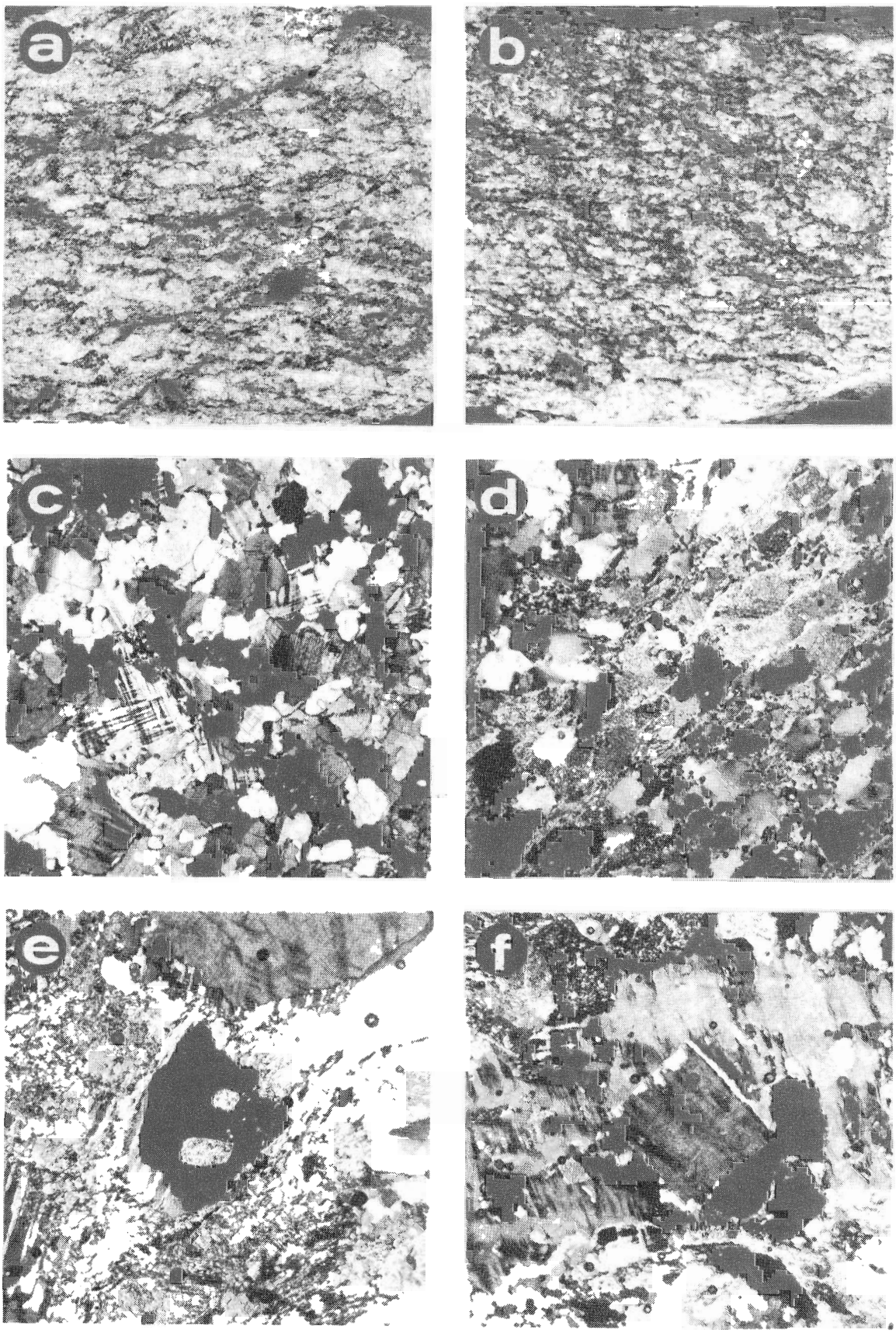
Fig. 1. Simple geological map of the Tríbeč Mts. (modified after Kuthan et al., 1961). 1 - amphibolites, 2 - albite-microcline orthogneisses, 3 - mica-schists, 4 - granitoids, 5 - Permian, 6 - Mesozoic, 7 - Cainozoic.

The up-to-date basic information on the rocks of this mountain core is provided by a published geological map (Biely et al., 1974; Fig. 1). The latest data include mainly the presence of amphibolized eclogite bodies (Hovorka and Méres, 1990).

Data on migmatites - a chronological review

The presence of migmatites in this mountain range was first noted by Krist (1961, in Cambel et al., 1961). He regarded these migmatites as a product of injection-metasomatic granitization whose source was the postkinematic granitoid massif. In his next paper (Krist, 1963 in Kuthan et al., 1963) he described the rocks as neosome-dominated migmatites whose orthocomponent usually forms bands up to 3 mm thick but locally completely replaced the paracomponent. The resulting product is leucocratic aplitoid granite-type rocks locally containing thin planparallel biotite bands.

Kamenický (1967, in Maheľ et al., 1967) in his


a
b
c
d
e
f

TAB. 1
Metamorphite types from the Tríbeč Mts.
Typy metamorfovaných hornín v Tríbeči

	1	2	3	4	5	6	7
Oppenheimer (1932)	+			+			
Steiner (1935)							
Zoubek (1936)			+			+	
Krist (1961, in Cambel et al., 1961)			+	+	+	+	
Krist (1963)			+	+	+	+	
Kamenický (1967 in Maheľ et al., 1967)		+	+	+	+	+	
Krist (1971)			+	+	+	+	
Biely et al. - map (1974)			+	+	+	+	
Maheľ (1986)		+	+		+	+	
Hovorka and Méres (1990)						+	+

1 - phyllite, 2 - phyllonite, 3 - mica-schist, 4 - paragneiss, 5 - migmatite, 6 - amphibolite, 7 - amphibolized eklogite

synthesis accepted Krist´s views and characterized the migmatites of the Tríbeč Mts. as postkinematic migmatites, the most abundant variety being para-component-dominated stromatitic types. That author also noted nebulitic types which he regarded as products of an extreme metasomatic granitization. These rocks have the character of leucocratic aplitoid granites of confining, locally relict-parallel-banded structure. According to Kamenický (l. c.) there exists a genetic link between the migmatites and granodiorite intrusion.

The Tríbeč Mts. migmatites are characterized in full detail by Krist (1971). He mentioned that the rocks are banded, locally eye-structured. The light bands of the orthomaterial 3 - 4 mm thick are regularly planparallelly distributed. The migmatites are composed of the following mineral assemblage: biotite - feldspars - quartz with minor chlorite. In some types, the orthomaterial almost completely replaced the paramaterial - the rocks acquired the character of leucogranites with relics of parallel biotite. Also here, the author derived the migmatite from the granitoid intrusion. He noted that biotite in the migmatites was subjected to intensive baueritization and iron released by its decomposition forms oxides in place of the original biotite. That author distinguished stictolitic migmatites as a separate type. They are characterized by the substantial presence of muscovite. Maheľ (1986) in his synthesis accepted data from the above-mentioned works.

Rock characteristics

To characterize the rocks, which were in the past termed migmatites (Krist, 1961, in Cambel et al., 1961), we have used rock samples from the upper tract of Hlboká dolina valley and its neighbourhood.

They largely comprise fine-grained, light-coloured, milk-white varieties the majority of which, however, are partly weathered, yellowish. The whole rock complex designated on the geological map (Biely et al., 1974) as "migmatites" is characterized by a low mica content which is sometimes dominated by biotite and on other places by muscovite. The low percentage of the micas is responsible for the rock´s massive texture.

The microscopic pattern of the rocks in question varies from confining to parallel structure. The latter is caused by preferentially oriented mica aggregates. In addition to the foliation due to preferential orientation of micas, the rocks in question are also characterized by foliation caused by planparallel zones of blastomylonitization with a submicroscopic Qtz + Ab + Ser + Chl aggregate.

The mineral assemblage of the "migmatite" is simple: Kfds + Ab + Qtz ± Bt ± Ms and the products of their degrading recrystallization. Accessory minerals include apatite, monazite, zircon and ore minerals.

The above mentioned mineral assemblage is characterized by the fact that all its major mineral phases except for Ms are present in the form of two generations. The first generation K-feldspar has the character of orthoclase, often of perthitic development (mostly hair-like, less frequently also patchy perthites). Potassic feldspars of this kind locally form indistinct porphyroblasts (porphyroclasts ?) up to 3 mm, rarely up to 4 mm in size. They are slingtly sericitized. The second generation Kfds has a considerably different morphology with characteristic microcline lattice-pattern (intergrowths - Pl. I/c) and small (largely below 1 mm) irregular crystals without signs of perthitic development. It also forms

◀ Plate I. a - Oriented structure of biotite albite-microcline orthogneiss; b - Indistinctly porphyroblastic biotite albite-microcline orthogneiss. Samples in Figs. "a" and "c" represent types relatively rich in biotite. Diminished by 50 %; c - Massive structure: "aplitic" texture of albite-microcline orthogneiss with characteristic development of microcline. Magn. 30x, X polars; d - Blastomylonitic texture of albite-microcline orthogneiss. Magn. 30x, X polars; e - Albite-microcline orthogneiss. Orthoclase (top and centre) overgrown by albite (plagioclase II). In orthoclase (centre) sericitized plates of plagioclase I are enclosed. Magn. 95x, X polars; f - Orthoclase idioblast (tabular in centre) replaced by albite. Both these minerals are surrounded by microcline. Magn. 48x, X polars.

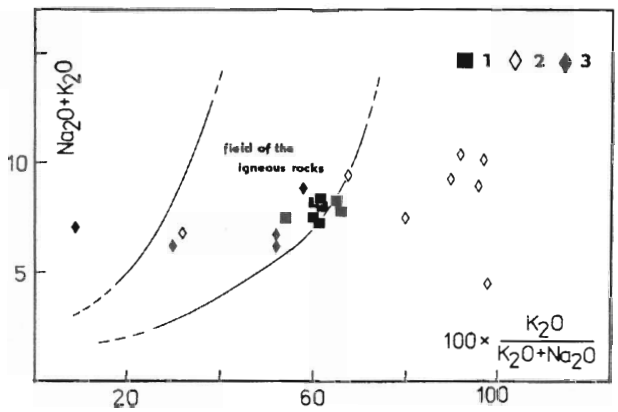


Fig. 2. Diagram of alkalies distributions in igneous rocks and their altered members (Hughes, 1972). 1 - albite-microcline orthogneisses of the Tríbeč Mts., 2 - acid volcanics of the Gemeric Early Paleozoic, 3 - Muráň Gneisses of the Kohút crystalline unit.

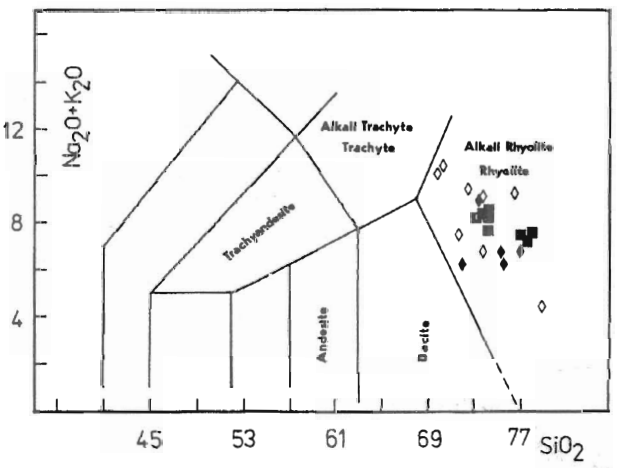


Fig. 3. Total alkali silica diagram (TAS; Le Maitre, 1984) with projection points of Tríbeč Mts. albite-microcline orthogneisses, acid volcanics of the Gemeric Early Paleozoic and the Muráň Gneisses of the Kohút crystalline unit. For explanations see Fig. 2.

small separate crystals and discontinuous rims around the first generation Kfds.

The first generation plagioclases are present in the form of albite - intergrown, tabular as well as irregular, mostly intensively sericitized (40 - 60 % sericitization - Pl. I/e) crystals. In contrast, the second-generation plagioclases occur in the form of small irregular crystals on Plg I or potassic feldspars (Pl. I/e, f). They also locally fill short, hair-like veinlets or blastomylonite zones (submicroscopic plates). Biotite forms several varieties. One of them is dark brown flakes of planparallel orientation, mostly 0.7 - 1.5 mm large. In the blastomylonite zones, they are either chloritized or baueritized. Another type of biotite forms small (0.X mm) light-brown flakes, which are frequently perpendicular to the rock foliation. They concentrate in flat lenses parallel with the rock foliation. Muscovite is present in the form of sporadic flakes 0.1 - 1 mm in size. Their distribution as well as age coincide with the second generation of the above-described minerals. White mica is also present in the form of sericite associated with blastomylonite zones. The two generations of quartz can only hardly be distinguished from each other.

This review of mutual relationships, morphology and optical properties of the basic mineral phases in the studied rocks suggests that the present-day mineral assemblage resulted from two successive metamorphic events. Indirect evidence (recrystallization of orthoclase into high microcline, higher content of Ab molecule in Plg II in comparison with Plg I, "higher-temperature" and larger flakes of the first-generation biotite, muscovite formation during the second metamorphic event etc.) indicates that the second metamorphic event took place at lower temperatures than the first one. The presence of high microcline suggests that the process of the second metamorphic recrystallization of the rock was accompanied by lower temperatures insufficient for the conversion of the high-temperature modification of potassic feldspar into low-temperature one (=590 °C). In addition to this recrystallization, these rocks frequently underwent kinetic recrystallization in the zones of intensive blastomylonitization. This process gave rise to second-generation minerals which, however, are much finer-grained than those found elsewhere in this complex.

Geochemistry

The investigated rock type in the Tríbeč Mts. had not previously been geochemically characterized. Tab. 2 shows 8 analyses of the Tríbeč Mts. "migmatite" complex.

The mineral composition and a tabulated review of analytic data clearly suggest that the material composition of the complex is relatively homogeneous. It is characterized by high acidity with a substantial presence and local variations in the contents of alkalies. Projection points of the analysed samples falling into the "magmatic spectrum" (Hughes, 1972) attest to the eruptive origin of these rocks (Fig. 2). This is also confirmed by the minimum dispersion of the individual analyses, which at the same time suggests immobility of alkalies during the superposed processes in comparison with reference samples from the

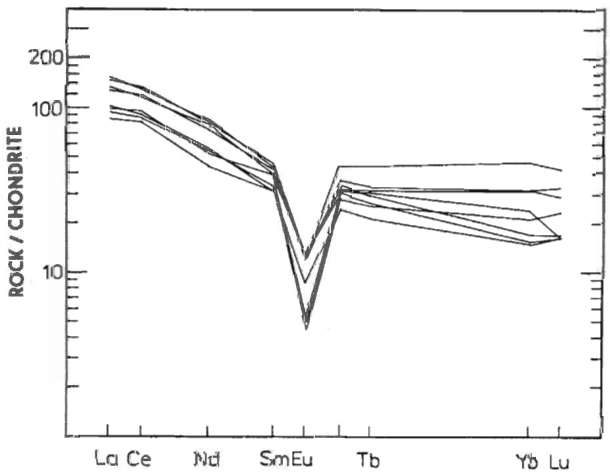


Fig. 4. REE normalized to chondrite (normalized after Evensen et al., 1978 - all REE throughout this paper) in Tríbeč Mts. albite-microcline orthogneisses.

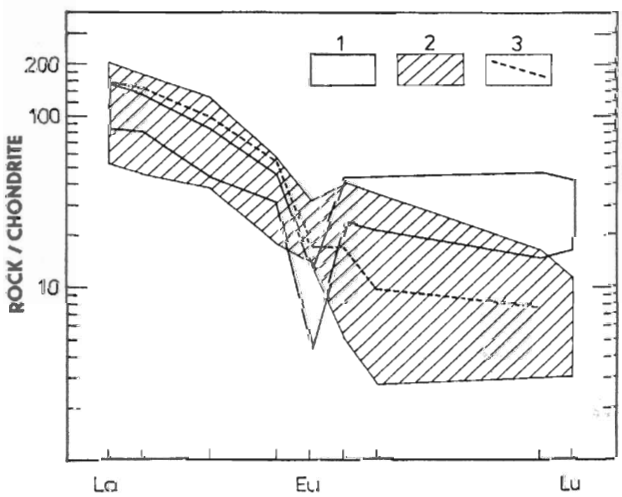


Fig. 5. Distribution of REE normalized to chondrite in Tríbeč Mts. albite-microcline orthogneisses (1), Western Carpathian variscan granitoids (2) and migmatite of Veporic Kohút unit (3, Hovorka and Spišiak, 1983).

Murán Gneiss complex (Hovorka et al., 1987) and Early Paleozoic acid volcanics of the Gemericum. In a classification diagram of volcanic rocks (Le Maitre, 1984), projection points of rock studied and reference samples indicate an extremely acid character of the rocks with fairly high alkali contents (Fig. 3). The projection points of the analysed rocks correspond to rhyolite chemistry.

The normalized REE patterns (normalization according to Evenson et al., 1978) are characterized by a marked negative Eu anomaly and relatively low LREE/HREE ratio (Fig. 4, Tab. 2). A comparison between the REE contents and parameters of the studied rocks and those of the principal types of variscan granites in the Western Carpathian central zone (Figs. 5, 6; Hovorka and Spišiak, 1983; Cambel and Vilinovič, 1987) allows us to make the following conclusions: a) The investigated sample set is of a homogeneous character in comparison with variscan granitoids of the Western Carpathians. The latter have much greater dispersion of their normalized REE patterns. b) Studied rocks of the Tríbeč Mts. display a considerably lower LREE/HREE ratio than the above-mentioned Western Carpathian granitoids. c) Curve of normalized REE values of the Kohút zone migmatites (Fig. 5, Hovorka and Spišiak, 1983) displays a clear affinity to the granitoids of the Western Carpathian central zone.

Fig. 7 clearly suggests that REE contents in the studied rocks of the Tríbeč Mts. can well be correlated with those of the Muráň Gneisses (Hovorka et al., 1987) but mainly Early Paleozoic acid volcanics in the Gemericum (unpublished data).

Projection points of the investigated samples make it possible to compare the composition of the Muráň Gneisses and Early Paleozoic acid volcanics in the Gemericum with the Tríbeč Mts. "migmatites". These types form a separate field in the diagrams. Their composition is comparable with that of the continental upper mantle, but their Th contents are relatively higher. Metasediments (paragneisses and mica schists of the Western Carpathians; Méres and Hovorka, 1991) form separate fields whose position in the diagrams is different.

Discussion and interpretation of the results

Why are not the rocks migmatites ?

All known migmatite occurrences in the Western Carpathians (following is acceptable for "migmatite terrains" in general) contain irregular layers (cm to m in size) of restites of the protolith. This is true for all possible ways of migmatite genesis (mechanic intrusion of melt, metasomatic granitization, metamorphic differentiation, partial melting etc.). According to Krist (l. c.) the migmatite paramaterial were biotite paragneisses. However, no relics of such a rock type (biotite-rich bands) were noted in the investigated mountain range. Furthermore, the Tríbeč Mts. migmatites contain neither layers of graphite-rich metamorphic rocks nor sedimentogenic protolith of other kinds. Biotite in variously structured

TAB. 2
Chemické zloženie albitovo-mikroklínových ortorúl Tríbeča
Chemical composition of albite-microcline orthogneisses from the Tríbeč Mts.

	T527	T517	T516	T519	T518	T315	T427	T428
SiO_2	73,17	73,74	73,80	74,15	74,30	77,11	77,68	78,04
TiO_2	0,31	0,31	0,29	0,26	0,33	0,17	0,15	0,15
Al_2O_3	12,97	13,04	13,40	13,07	13,27	12,58	12,68	12,48
Fe_2O_3	2,21	2,36	2,28	1,97	2,21	1,26	1,30	0,85
MnO	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,08	0,13	0,08
MgO	0,69	0,51	0,53	0,54	0,58	0,13	0,42	0,41
CaO	0,99	0,77	0,44	0,53	0,20	0,23	0,30	0,96
Na_2O	3,19	3,21	3,25	2,87	2,91	3,47	2,80	2,98
K_2O	4,91	5,11	4,96	5,39	4,95	4,03	4,46	4,51
P_2O_5	0,09	0,07	0,12	0,06	0,08	0,03	0,02	0,01
LOI	1,41	0,84	0,80	1,10	1,00	0,64	1,04	0,63
Total	99,99	100,00	99,92	99,98	99,85	99,73	100,98	101,10
Rb	126,00	187,00	165,00	155,00	165,00	209,00	220,00	213,00
Ba	525,00	505,00	500,00	325,00	460,00	247,00	207,00	187,00
Sr*	92,00	54,00	49,00	32,00	25,00	54,00	59,00	59,00
Th	19,40	21,00	17,80	14,20	19,00	17,80	20,90	18,80
U	2,20	5,50	>1,30	2,35	3,60	4,10	3,70	4,30
Ta	0,71	0,71	0,64	0,69	0,63	1,05	0,52	0,82
Y*	25,00	43,80	23,00	25,00	34,00	45,00	43,00	37,00
Zn*	29,00	38,00	28,00	14,00	17,00	26,00	29,00	15,00
Co	10,50	11,90	9,60	8,20	10,40	37,00	1,50	1,70
Ni*	8,00	13,00	9,00	8,00	10,00	3,00	3,00	47,00
Cr	11,50	14,40	12,50	11,40	12,80	14,80	39,00	50,00
Sc	6,10	6,60	6,10	5,00	6,50	3,90	4,30	4,00
Zr*	128,00	154,00	121,00	129,00	159,00	141,00	191,00	102,00
Hf	5,30	5,00	5,80	5,80	5,20	3,70	3,80	4,10
La	35,50	35,00	32,50	24,50	31,50	20,70	24,40	22,90
Ce	83,00	84,50	74,00	57,50	75,50	52,50	60,00	56,00
Nd	40,00	38,50	37,50	26,90	34,50	20,00	24,20	21,40
Sm	6,80	7,10	6,20	4,90	6,40	4,90	6,10	5,20
Eu	0,77	0,73	0,75	0,51	0,64	0,27	0,32	0,29
Gd	9,10	10,60	9,20	5,30	8,20	7,20	7,40	5,90
Tb	1,19	1,65	1,00	0,80	1,25	1,15	1,20	0,96
Yb	2,85	7,80	2,60	2,55	5,30	4,00	5,30	3,50
Lu	0,43	1,10	0,42	0,40	0,74	0,43	0,85	0,60
Total REE	179,55	186,98	164,17	123,36	164,03	111,15	129,77	116,75
La_N/Yb_N	8,40	3,00	8,50	6,50	4,00	3,50	3,10	4,40
Eu/Eu*	0,34	0,28	0,39	0,37	0,23	0,15	0,15	0,16

Contents of major elements in wt. %. Contents of trace elements (in ppm) were determinated by INAA in laboratories at Stráž pod Ralskem except for Y, Ni, Zr (ICP-AES), Sr (XRF) and Zn (AAS) which were determined in Geological Survey laboratories at Spišská Nová Ves.

migmatites largely forms large flakes. In contrast, micas in the studied rock complex only form fine-flake aggregates (up to 2 - 3 mm) the size of the individual flakes being below 1 mm.

The whole investigated rock complex is devoid of clearly porphyroblastic (ophthalmitic) types which are typical of all Western Carpathian migmatite complexes.

All known migmatite complexes are characterized by their hererogeneity and multiple mutually alternating individual structural types. The studied rocks of the Tríbeč Mts. however, are different. They make up a structurally and materially homogeneous rock complex with no transitions into the original rocks (paleosome) or into products of extreme metasomatic granitization (granites). A link between the Tríbeč Mts. migmatite genesis and a relatively mafic granodiorite-tonalite intrusion (Krist, 1961 in Carnbel et al., 1961) is improbable because the migmatite complex bears no signs of zoned metasomatic granitization in spatial relationship to the plutonic body.

Our petrographic study suggests that the rocks of the complex underwent at least two metamorphic events. In comparison with the first event, the second one was characterized by lower temperatures as well as by mutual relationship between individual

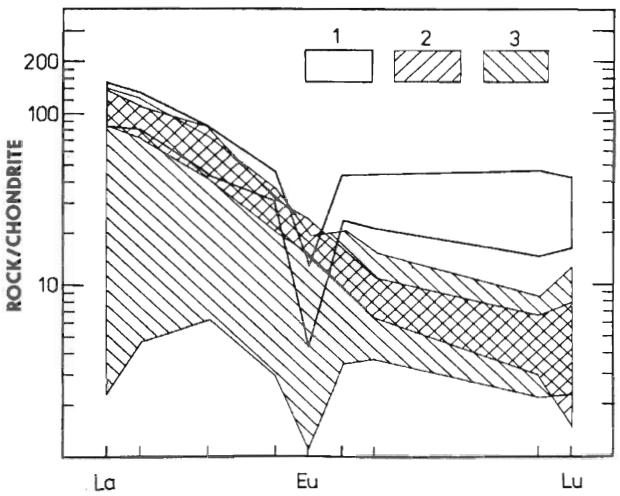


Fig. 6. Distribution of REE normalized to chondrite in Tríbeč Mts. albite-microcline orthogneisses (1), and in granitoids of the Malé Karpaty Mts. (Cambel and Vilinovič, 1987): 2 - Modra Massif, 3 - Bratislava Massif.

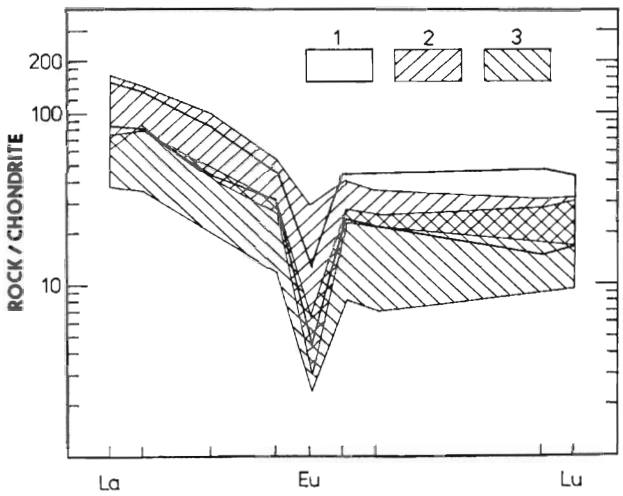


Fig. 7. Distribution of REE normalized to chondrite in Tríbeč Mts. albite-microcline orthogneisses (1), Gemeric acid volcanics (2, unpublished data) and in Muráň Gneisses of the Kohút crystalline unit (3, Hovorka et al., 1987).

rock-forming minerals and relationships between two generations of the same mineral (orthoclase: microcline etc.). These two metamorphic events affected the whole mass of the rock complex. The second event gave rise to the zones of blastomylonitization resulting from cataclasis (kakiritization) and at the same time also from the evident processes of blastesis. The blastomylonitization zones mostly follow metamorphic foliation formed during the first event. The evidence of the individual events varies from one sample to another but both events can clearly be seen if the whole rock complex is studied from a large-scale point of view. Their age is unknown because of lacking geochronological data. The available geological data on the structure of the mountain range make up assume that the younger metamorphic event (under the conditions of biotite isograde by the formation of albite and microcline at the expense of older-generation feldspars) took place during the Alpine tectogenesis. The age of the older metamorphic event can hardly be estimated, but it might have taken place during the "variscan cycle". This assumption, however, only belongs into the category of speculations or preliminary approximations.

The chemical composition of migmatite complexes as a whole varies greatly from one analysed sample to another. This is not the case in the Tríbeč Mts. "migmatites" whose chemical-composition variations (major, minor as well as trace elements including REE) are indistinct and result from the variations in the mineral composition of the individual analysed samples. Data published so far on the discussed rocks suggest that the rock protolith may have been composed of the following main lithofacies:

a) granites/granodiorites, the investigated rock complex representing its tectonically derived members (blastomylonites),

b) arcose-type clastic sediments,

c) acid volcanics/volcaniclastics.

The variant a) is contradicted by the overall geochemical pattern of the investigated complex which clearly differs from the geochemical composition of acid igneous rocks in the Central Western Carpathians (Hovorka and Spišiak, 1983; Cambel and Vilinovič, 1987). Furthermore, blastomylonites (tectonites) of the plutonic complexes are characterized by the presence of alternating zones subjected to destructive recrystallization processes of different intensity. In contrast, the whole studied complex exposed on an area of some 25 km^2 essentially has a uniform metamorphic character.

The clastic-sedimentogenic (arcose) origin is again contradicted by the material uniformity of the whole complex and the absence of other varieties of sedimentogenic rocks in the protolith of the complex.

Data put forward in this paper indicate the volcanogenic origin of the Tríbeč Mts. albite-microcline orthogneisses which were previously designated as "migmatites" (Krist, 1961, in Cambel et al., 1961). Their stratigraphic correlation with other Early Paleozoic complexes of metamorphosed acid volcanics in the Central and Inner Western Carpathians (Hovorka, 1986) is highly probable.

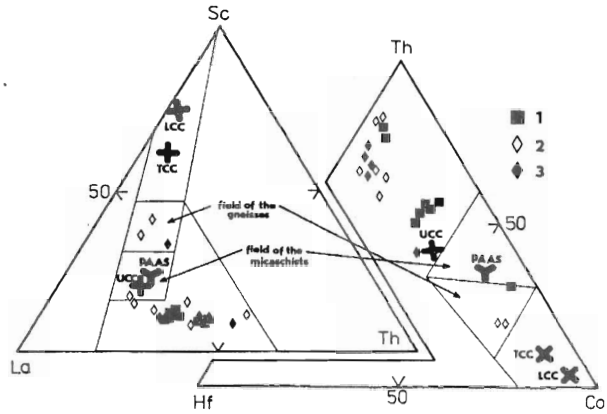


Fig. 8. La-Sc-Th and Th-Hf-Co distribution in Tríbeč Mts. albite-microcline orthogneisses (1), Gemeric acid volcanics (2) and in Muráň Gneisses of the Kohút crystalline unit (3). LCC - lower continental crust, TCC - total continental crust, UCC - upper continental crust, PAAS - post-Archaic Australian shales (LCC, TCC, UCC, PAAS - from Taylor and McLennan, 1985). Fields of Western Carpathian gneisses and mica schists: Méres and Hovorka (1991).

Conclusion

Our field and petrographic studies suggest that the rocks in the Razdiel tract of the Tríbeč Mts. which were previously designated as migmatites are in fact albite-microcline orthogneisses. These rocks were subjected to two metamorphic events, the first of which took place under higher temperatures than the second one. There is indirect evidence suggesting that the younger metamorphic event took place during the Alpine time-span.

The chemical composition of the albite-microcline orthogneisses indicates an acid character of their protolith showing clear affinity to acid volcanics and/or related volcaniclastics.

The submitted paper deals with preliminary results of investigations performed as a part of a project financed by the Slovak Grant Agency for Science (Project MŠMŠ SR No. 02/03).

References

Biely, A., Brestenská, E., Priechodská, Z., Krist, E., Šimeček, M. & Vaškovský, I. 1974: Geologická mapa Tríbeča 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Cambel, B., Kamenický & J., Krist, E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribča a západnej časti Vepora. *Sjazd. Sprievodca XII. sjazdu Čs. spol. pre min. a geol., Bratislava, 7 - 42.*

Cambel, B. & Vilinovič, V. 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Veda, Bratislava, 1 - 248.*

Evensen, N. M., Hamilton, P. J. & O'Nions, R. K. 1978: Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta, 42, 1199 - 1212.*

Hovorka, D. 1986: Staropaleozoický kyslý vulkanizmus centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia slov., 18, 1, 15 - 33.*

Hovorka, D., Fejdi, P., Dávidová, Š., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. & Spišiak, J. 1987: The Muráň gneisses - the Kohút crystalline complex, the Western Carpathians. *Acta geogr. Univ. Comen., Geol., 42, 5 - 101.*

Hovorka, D. & Méres, Š. 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča. *Mineralia slov., 22, 533 - 538.*

Hovorka, D. & Spišiak, J. 1983: REE geochemistry and petrological model for the generation of variscan granitoids in the West Carpathians. *Mineralia slov., 15, 2, 97 - 116.*

Hughes, C. H. 1972: Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geol. Mag., 109, 513 - 527.*

Krist, E. 1971: Geologic-petrographical relations of the NE part of the Tríbeč Mts. crystalline complex. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21, 11 - 43.*

Kuthan, M., Biely, A., Brestenská, E., Krist, E. & Szentes, F. 1961: Geologická mapa ČSSR 1:200 000. List M - 34 - XXXI Nitra. *ÚÚG Praha.*

Kuthan, M., Brestenská, E., Brlay, A., Krist, E., Kullman, E. & Mazúr, E. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000. List M - 34 - XXXI Nitra. *Geofond, Bratislava, 1 - 170.*

Le Maitre, R. W. 1984: A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Science, 31, 243 - 255.*

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

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A. 1967: Regionální geologie ČSSR. *Díl II. Západní Karpaty. Sv. 1., Academia, Praha, 1.*

Méres, Š. & Hovorka, D. 1991: Geochemistry and metamorphic evolution of the Kohút crystalline complex mica schists (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 47, 1, 15 - 66.*

Oppenheimer, J. 1932: Bemerkungen zur Geologie des östlichen Teiles des Tríbecgebirges. *Věst. ÚÚG, 8, Praha, 239 - 240.*

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. *Blackwell, Oxford, 1 - 312.*

Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. *Věst. Stát. geol. úst., 12, Praha, 212 - 227.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 357 - 366

Ropné a plynové akumulácie pri Lipanoch na východnom Slovensku, ich osobitosti a problémy

RUDOLF RUDINEC
Nafta, a. s., Gbely, Prieskumno-ťažobný závod Michalovce

(Doručené 22. 5. 1992)

Oil and gas accumulations near Lipany in Eastern Slovakia and their specialities and problems

Six boreholes up to the depth of 3 - 4 km were drilled on the Paleogene Flysch structure near the town of Lipany, bound on the Mesozoic morphologic elevation of the Krížná nappe.

The thickness of Paleogene members has reached here 3 - 4 km. Interformation bodies (breccias) occur abundantly in their lower part below 2000 m, jointed with different intensity. The above represents massive colectors, on which small accumulation oil and gas are bound (2 - 3 thousend tons - so called oil "nests").

Mineralized salt (6.7 - 9.1 $g.l^{-1}$) thermal waters with maximum inflow of 5.0 $l.s^{-1}$ and temperature 51 °C together with CO_2, have been ascertained in Mesozoic jointed carbonates.

Úvod

Lipianska štruktúra sa nachádza cca 2 - 3 km na J od bradlového pásma vo vnútrokarpatskom paleogéne pri meste Lipany na východnom Slovensku (obr. 1).

Impulzom na realizáciu hlbokých vrtov boli výsledky výskumného vrtu Lipany-1 (Leško et al., 1975, 1985), ktorý preukázal prítomnosť horľavého plynu vo viacerých horizontoch paleogénu. Keď sa následnými vrtmi Lipany-2 a Lipany-4 už počas vŕtania získal prítok ropy, vo vrtnom prieskume sa pokračovalo (vrty Lipany-2, 3, 4, 5 a 6).

Geologické pomery - vnútrokarpatský paleogén

Vnútrokarpatský paleogén predstavuje flyšové súvrstvie, v ktorom sa vyčlenilo niekoľko litofácií: bazálne zlepence, ílovcová, ílovcovo-piesčitá a pieskovcová (Chmelík, 1959). Novšie výskumy (Gross et al., 1984) toto súvrstvie zaraďujú do novej litostratigrafickej jednotky - podtatranskej skupiny, v ktorej sa vyčlenili borovské, hutianske, zuberecké, bielopotocké a púchovské zlepence ako podmorské kužele, a zosuvné telesá, ktoré sa môžu vyskytovať vo všetkých súvrstviach.

Zásluhou seizmických a vrtných prác sa vývoj paleogénneho súvrstvia lipianskej štruktúry spresnil. Ukázalo sa, že mocnosť paleogénu tu dosahuje 3 - 4 km.

Pre tunajšie paleogénne súvrstvia je charakteristická absencia výraznejších a regionálnejších piesčitých polôh. Na druhej strane sa v spodnej časti paleogénneho profilu v intervale cca 2150 - 3000 m hojne vyskytujú nerovnako mocné (20 - 750 m), ale plošne nevýrazné interformačné telesá - olistolity. Ide hlavne o brekcie budované rozlične mocnými fragmentmi svetlých a tmavých slieňovcov, ílovito-kalových vápencov, dolomitov, pieskovcov, ale aj ílovcov. V karbonátových fragmentoch určil Řehánek (1980, 1983, 1985, 1986) mikrofosílne asociácie vrchnej (?) a spodnej kriedy, ako aj vrchnej jury.

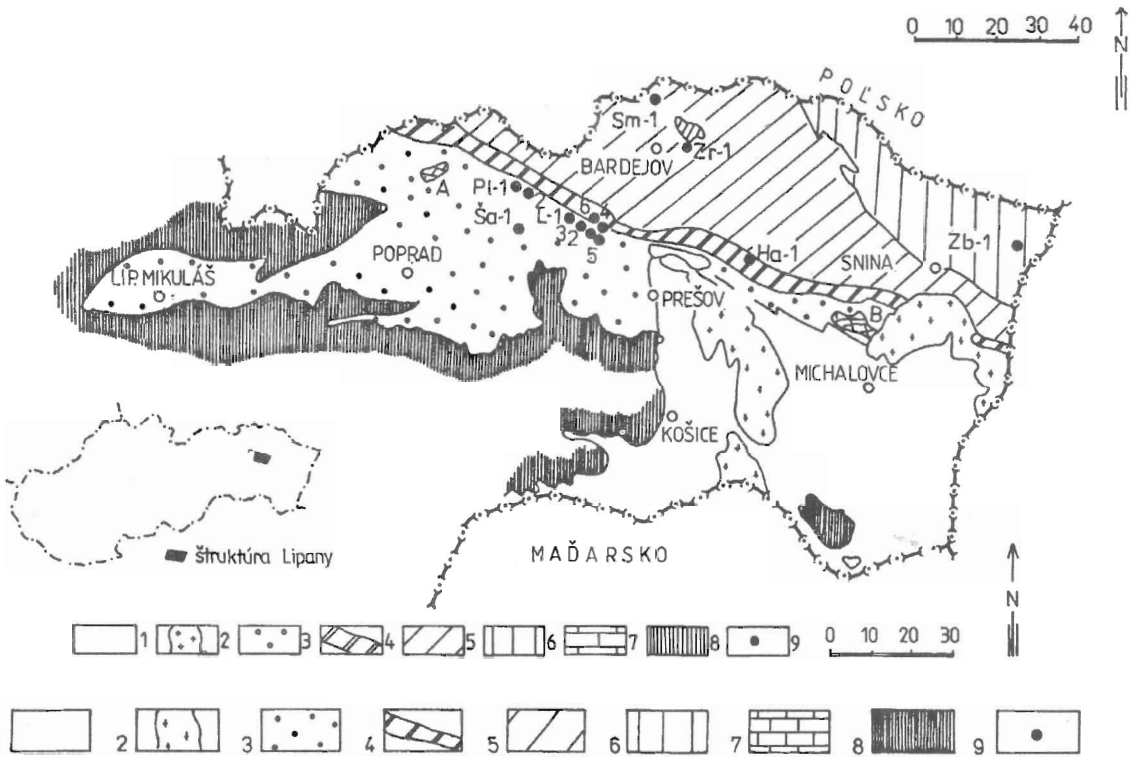
Na výskyt intraklastov v paleogénnych súvrstviach v širšom okolí lipianskej štruktúry upozornil už Marschalko (1975).

Bezprostrednú bázu paleogénu lipianskej štruktúry tvorí 60 - 130 m mocná poloha pestrých - fialovohnedých brekciovitých ílovcov (obr. 2, 3, 4, 5). Jej zaradenie do paleogénu sa opiera o koreláciu s oporným vrtom Lipany-1, kde sa vo vrchnej časti tejto brekcie identifikovala numilitová fauna (Ďurkovič in Leško et al., 1983).

Prehľadné informácie o mocnosti paleogénu v jednotlivých vrtoch, interformačných telesách, ako aj o pestrom bazálnom súvrství podáva tab. 1.

Mezozoické podložie vnútrokarpatského paleogénu

Mezozoické podložie lipianskej štruktúry zachytili vrty Lipany-1, 2, 3 a 5 (tab. 1, obr. 2). Litologicky ide o tmavosivé rozpukané dolomity, v ktorých sú nevýrazné polohy svetlozelených, fialovohnedých



Obr. 1. Geologická mapa východného Slovenska so situáciou hlbokých vrtov na lipianskej štruktúre. Podklad: Tektonická mapa ČSFR 1:1 000 000 (Buday et al., 1960). 1 - neogénna výplň, 2 - neovulkanity, 3 - vnútrokarpatský paleogén, 4 - bradlové pásmo, 5 - magurský príkrov, 6 - dukliánska jednotka, 7 - mezozoikum: A - ružbašský ostrov, B - humenský hrast, 8 - staršie predpaleogénne súvrstvia vcelku, 9 - hlboké vrty: L - Lipany-1, 2, 3, 4, 5, 6, Ša - Šariš, Pl - Plavnica, Zb - Zboj, Ha - Hanušovce, Sm - Smilno, Zr - Zborov.

Fig. 1. Geological map of Eastern Slovakia with situation of deep boreholes on the Lipany structure. Source: Tectonic map of CSFR 1:1 000 000 by Buday et al. (1960). 1 - Neogene filling, 2 - neovolcanites, 3 - the Central Carpathian Paleogene, 4 - the Klippen Belt, 5 - the Magura nappe, 6 - the Dukla unit, 7 - Mesozoic: A - the Ružbachy island, B - the Humenné horst, 8 - older pre-Paleogene beds as a whole, 9 - deep boreholes: L - Lipany-1, 2, 3, 4, 5, 6, Ša - Šariš, Pl - Plavnica, Zb - Zboj, Ha - Hanušovce, Sm - Smilno, Zr - Zborov.

ílovcov karpatského keuperu. Stratigraficky sa toto súvrstvie podľa korelácie s oporným vrtom Lipany-1 zaraďuje do vrchného triasu norika (Kullmanová in Leško et al., 1983).

Analogické súvrstvie smerom na JV zachytil pod neogénom a paleogénom vrt Prešov-1. Ďalej na JV vystupuje toto mezozoikum z paleogénu v humenskom hraste.

Z regionálneho hľadiska sú dolomity podložného mezozoika súčasťou krížňanského príkrovu (Nemčok a Rudinec, 1978). Najkompletnejší profil mezozoických súvrství krížňanského príkrovu prevŕtal vrt Šariš-1 na Z od lipianskej štruktúry (Koráb et al., 1986).

Štruktúrno-tektonická charakteristika

Lipianska štruktúra sa geneticky viaže na podložnú mezozoickú elevāciu. Čiastočnú predstavu o tvare a tektonickej segmentácii povrchu mezozoika, ktoré možno relatívne najlepšie sledovať aj na seizmických profiloch, poskytuje štruktúrna schéma (obr. 5). Na nej relatívne dobre vidno, že lipiansku štruktúru takmer paralelne s bradlovým pásmom v smere SZ-JV predeľuje červenický zlom s úklonom na JV. Pretože všetky vrty sú na jeho vysokej kryhe, výšku skoku odhadujeme približne na 150 - 200 m.

Aj v priečnom smere lipiansku štruktúru silno tektonicky člení rad zlomov poklesového charakteru. Tie ju rozdeľujú na rad kryh, ktorých existencia sa viacmenej sčasti preukázala v profile vrtu Lipany-1, 3, 2, 5 (obr. 3, 5). Sledovanie zlomov ďalej na S alebo J je z daných seizmických podkladov dosť ťažké a nejednoznačné.

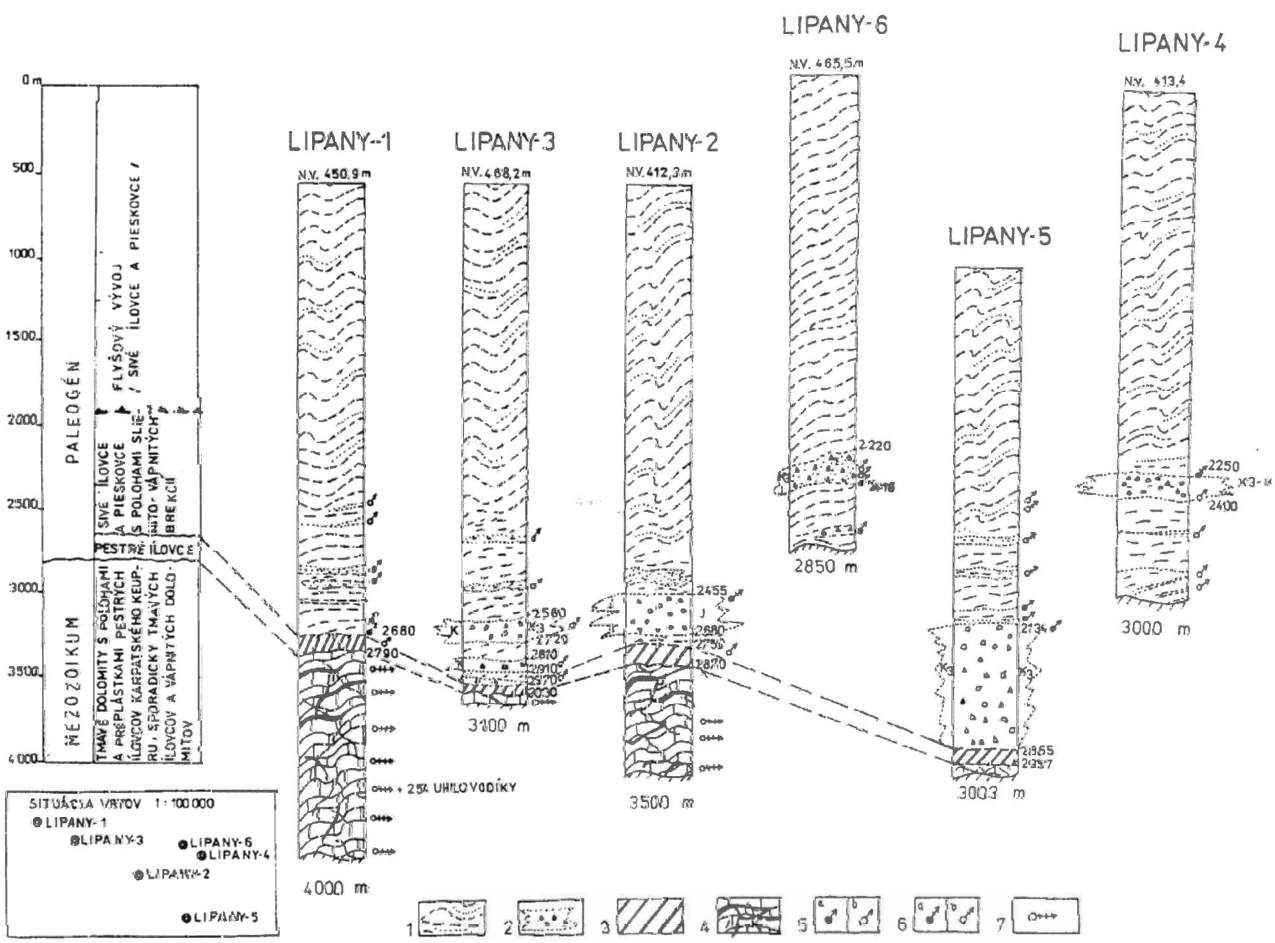
Podľa tejto predstavy má lipianska štruktúra na vysokej kryhe červenického zlomu dva vrcholy: jeden v priestore vrtu Lipany-1 na SZ a druhý v priestore vrtu Lipany-2 a 5. Presnejšie štruktúrne pomery na poklesnutej kryhe červenického zlomu sa určujú ťažko.

Podľa získaných geologických výsledkov orientovaných na výskyt ropy je štruktúrne najvyššie hrastovitá kryha v okolí vrtu Lipany-1. Výhodnú štruktúrnu pozíciu najmä v spodnej časti paleogénu má vrt Lipany-2 a 5. Vzhľadom na prítomnosť oxidu uhličitého vo vysokej štruktúrnej pozícii vo vrte Lipany-5, ako aj na čiastkové výsledky (prítok ropy) vo vrtoch Lipany-2 a 4 a čiastočne aj vo vrte Lipany-5 predpokladáme, že sa výskyt ropy viaže predovšetkým na kryhu vrtu Lipany-2, 4 a 6, ktorú od kryhy Lipany-5 oddeľuje priečny zlom s úklonom na SZ (obr. 4).

Okrem zlomovej tektoniky poklesového charakteru sa tu isto uplatnili aj spätné prešmyky (Leško et al., 1975, 1982; Mořkovský et al., 1987), ale pre riedku sieť seizmických profilov ich možno presnejšie identifikovať iba veľmi ťažko. Podľa vertikálneho zónovania seizmických materiálov tu Rudinec (1986b) predpokladal dvojetážovú stavbu paleogénu, kde príkrovový násun oddeľoval vrchnú vrasovo-šupinatú stavbu od pokojnejšej spodnej časti.

Niektoré novšie seizmické profily zo širšieho okolia bradlového pásma signalizujú možné pokračovanie mezozoických súvrství z Centrálnych Západných Karpát pod bradlové pásmo, resp. južnú hranu magurského príkrovu (Rudinec, 1985, 1987; Mořkovský et al., 1987; Nemčok a Rudinec, 1990).

Všeobecne známa transgresia eocénneho bazénu od S na J v tomto priestore nezanechala bazálne klastiká, ktoré sú známe hlavne z jeho južného okraja. Aj



Obr. 2. Stratigrafícko-litologická korelácia vrtov z lipianskej štruktúry (Rudinec, 1987 - 1992). 1 - sivé ílovce, prachovce a pieskovce, 2 - brekciovité interformačné polohy vápencov, dolomitov (krieda - jura), pieskovcov a prachovcov, 3 - pestré - fialovohnedé, miestami brekciovité ílovce, 4 - tmavé rozpukané dolomity s polohami pestrých fialovohnedých ílovcov karpatského keuprú, 5 - prítok: a - horľavého plynu, b - stopy plynu, 6 - prítok: a - ropy, b - stopy ropy, 7 - prítok stredne mineralizovanej vody spolu s CO_2.

Fig. 2. Stratigraphic-lithological correlation of boreholes on the Lipany structure (Rudinec, 1987 - 1992). 1 - gray claystones, siltstones and sandstones, 2 - brecciated interformational beds of limestones, dolomites (Cretaceous - Jurassic), sandstones and siltstones, 3 - variegated violet-brown, from place to place brecciated, claystones, 4 - dark fractured dolomites with intercallations of variegated violet-brown claystones of the Carpathian Keuper, 5 - inflow of: a - combustible gas, b - traces of gas, 6 - inflow of: a - oil, b - traces of oil, 7 - inflow of medium mineralized waters containing CO_2.

TAB. 1
Hrúbka paleogénu, interformačných telies, pestrého bazálneho súvrstvia a časti mezozoika zisteného vrtmi na štruktúre Lipany
Thickness of Paleogene, interformation bodies, variegated basal beds and a part of Mesozoicum ascertained by boreholes on the Lipany structure

	Paleogén			Mezoikum
Vrt	hĺbka v m	interformačné teleso	pestré bazálne súvrstvie	
Lipany-1	2790		2680 - 2790	4000
Lipany-2	2870	2455 - 2680 (vrchná jura)	2750 - 2870	3500
Lipany-3	3030	2560 - 2720 2810 - 2900 2930 - 2970 (spodná krieda)	2970 - 3030	3100
Lipany-4	3000	2250 - 2350 (vrchná? - spodná krieda)		
Lipany-5	2957	2130 - 2853 (spodná krieda)	2865 - 2957	3003
Lipany-6	2850	2220 - 2418		

keď je to málo pravdepodobné, bazálne klastiká sa azda môžu v reliktoch nachádzať v depresných častiach medzi mezozoickými morfologickými elevá-ciami.

Ropnoložiskové výsledky - vnútrokarpatský paleogén

Prirodzené výskyty ropy alebo zemného plynu sú vo vnútrokarpatskom paleogéne zriedkavé a malé.

Zaujímavé je zistenie silných impregnácií asfaltickej ropy vo vrte Šambron-1 (Pu-1) z drvenej zóny v úseku 537,0 - 545,4 m (Nemčok et al., 1977).

Hlboké vrty na lipianskej štruktúre ukázali, že sa horľavý plyn vyskytuje vo viacerých horizontoch viažucich sa hlavne na spodnú časť paleogénneho profilu pod hĺbku 1800 až 2000 m. Okrem horľavého plynu s prevahou uhľovodíkov sa zistila aj prítomnosť ľahkej parafinickej ropy (hustota 810 - 820 kg/m^3), ktorá obsahuje 0,66 - 4 % parafínu.

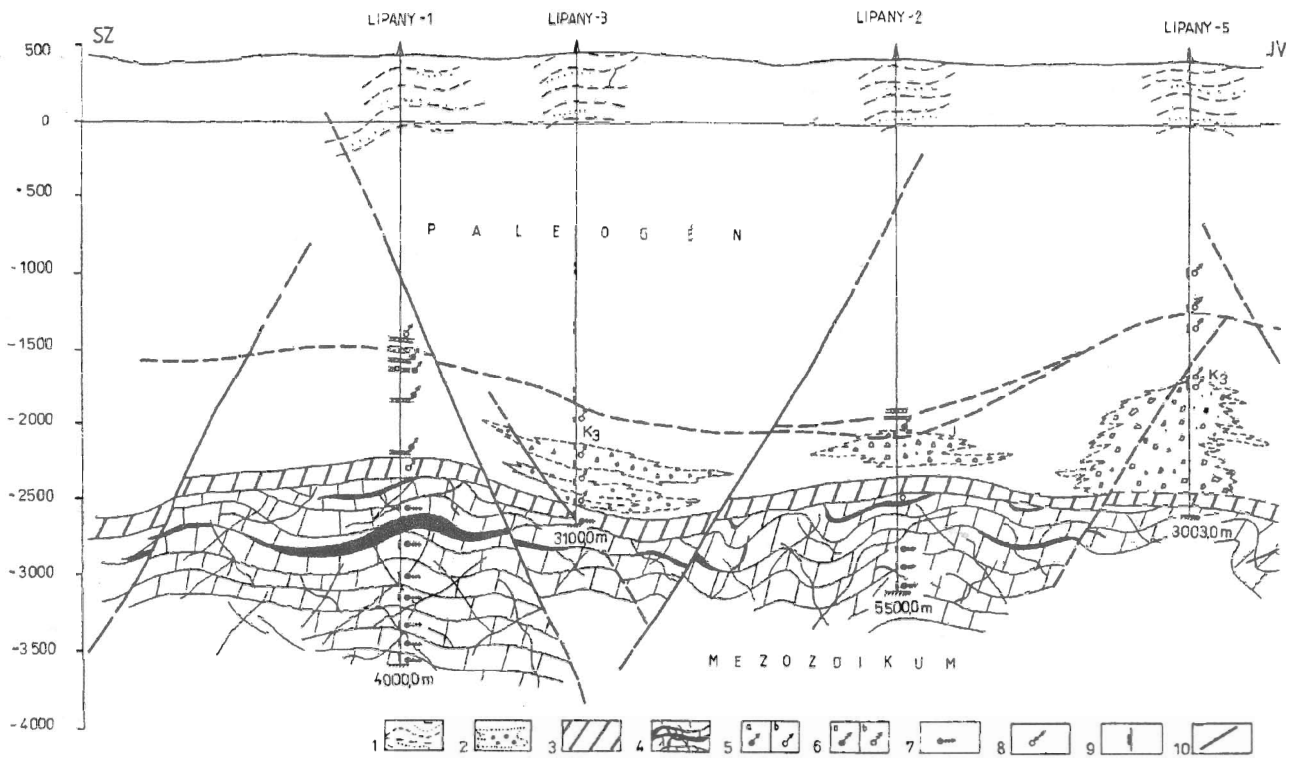
Zaujímavosťou je výskyt troch druhov plynu v relatívne malom hĺbkovom intervale (1982 - 2157 m) vo vrte Lipany-5. Z obzoru v hĺbke 1982 - 2107 m sa zistil horľavý plyn s podielom dusíka do 1 % a v nižšom obzore (2110 - 2115 m) bol podiel dusíka už 49,8 %. Nehorľavý CO_2 sa zistil vo vrchnej časti interformačnej brekcie slieňovcov a vápencov z hĺbky 2134 - 2157 m. Z chemizmu plynu možno pozorovať jeho zonalitu v rámci jedného uzavretého systému, ktorú podľa Polesňáka (1986a, b) mohla spôsobiť rozličná hmotnosť plynných zložiek.

Ak zoberieme do úvahy aj zistenú prítomnosť ropy (vrty Lipany-2, 4 a 6), ide o prvý prípad na východnom Slovensku, kde sú v jednej štruktúre blízko seba horizonty nasýtené viacerými médiami. Tento fakt prvý raz u nás dokazuje, že zvýšený podiel dusíka, ale hlavne prítomnosť samostatných horizontov nasýtených CO_2 na jednej štruktúre nevylučuje možnosť výskytu horizontov s horľavým plynom, resp. ropou (Rudinec, 1986).

Ako kolektory sa v sivých paleogénnych ílovcoch vyskytujú nevýrazné jemnozrnné, miestami ojedinele strednozrnné nerovnako hrubé vápnité silno spevnené pieskovce. Tie vykazujú plošne veľkú faciálnu variabilnosť a nestálosť. Všeobecne majú veľmi malú primárnu priepustnosť a porozitu (max. do 8,8 %), čo sa konštatovalo aj pri komplexnom karotážnom hodnotení (Karkoška, 1987). Priepustnosť obzorov miestami zlepšuje sekundárne rozpukanie v dôsledku tektonického postihu mladšou tektonikou. Malá priepustnosť obzorov lipianskej štruktúry sa prejavila v primárne nízkom prítoku plynu aj ropy. Výnimočne sa kapacita niektorých obzorov pohybovala od niekoľko sto m^3 až po 10 559 m^3/24 hod. (Lipany-1).Zvýšený obsah vápnitej zložky v piekovcoch môže byť v niektorých prípadoch priaznivým fenoménom, lebo umožňuje úspešne použiť intenzifikačné zásahy. Po kyselinovaní (HCl - 30 %) sa vo vrte Lipany-1 podarilo zvýšiť kapacitu pri obzore z hĺbky 2290 - 2298 m z 10 559 m^3 na 70 000 m^3/24 hod. Azda ešte lepšie výsledky sa dosiahli po kyselinovaní obzorov vo vrte Lipany-6. Tu s pri obzore v hĺbke 2693 - 2704 m, kde bola počiatočná kapacita cca 3 tisíc, po kyselinovaní dosiahol prítok až 103 tisíc m^3/24 hod. Pri obzore v hĺbke 2390 - 2411 m sa z počiatočných 3 - 4 tisíc zvýšila kapacita až na 120 tisíc m^3/24 hod. Plyn, ktorý obsahuje 85 - 94 % CH_4 tu predstavuje iba malé akumulácie.

Okrem vrstvovitých piesčito-puklinových kolektorov sa tu vyskytujú hlavne masívne kolektory. Tie sú reprezentované interformačnými brekciovitými telesami, ktoré sú sekundárne rozpukané v nerovnakej intenzite. Aj keď ide o hrubé kolektory, plošne sú dosť obmedzené.

Z vrchnej časti jedného takéhoto interformačného telesa sa vo vrte Lipany-2 z intervalu 2450 - 2493 m získal pulzujúci prítok ropy s plynom. Pokusná ťažba hĺbinným čerpadlom (odťažených cca 70 t



Obr. 3. Pozdĺžny geologický rez vrtom Lipany-1, 2, 3 a 5 (Rudinec, 1992). 1 - sivé ílovce, prachovce a pieskovce, 2 - brekciovité interformačné polohy vápencov, dolomitov (krieda - jura), pieskovcov a prachovcov, 3 - pestré - fialovohnedé, miestami brekciovité ílovce, 4 - tmavé rozpukané dolomity s polohami pestrých fialovohnedých ílovcov karpatského keupru, 5 - prítok: a - horľavého plynu, b - stopy plynu, 6 - prítok: a - ropy, b - stopy ropy, 7 - prítok stredne mineralizovanej vody spolu s CO_2, 8 - prítok CO_2, 9 - obzor overený čerpacím pokusom, 10 - zlomy.

Fig. 3. Longitudinal geological section through the Lipany-1, 2, 3 and 5 boreholes (Rudinec, 1992). 1 - gray claystones, siltstones and sandstones, 2 - brecciated interformational beds of limestones, dolomites (Cretaceous - Jurassic), sandstones and siltstones, 3 - variegated violetbrown, from place to place brecciated, claystones, 4 - dark fractured dolomites with intercalations of variegated violet-brown claystones of the Carpathian Keuper, 5 - inflow of: a - combustible gas, b - traces of gas, 6 - inflow of: a - oil, b - traces of oil, 7 - inflow of medium mineralized waters containing CO_2, 8 - inflow of CO_2, 9 - horizon verified by pumping test, 10 - faults.

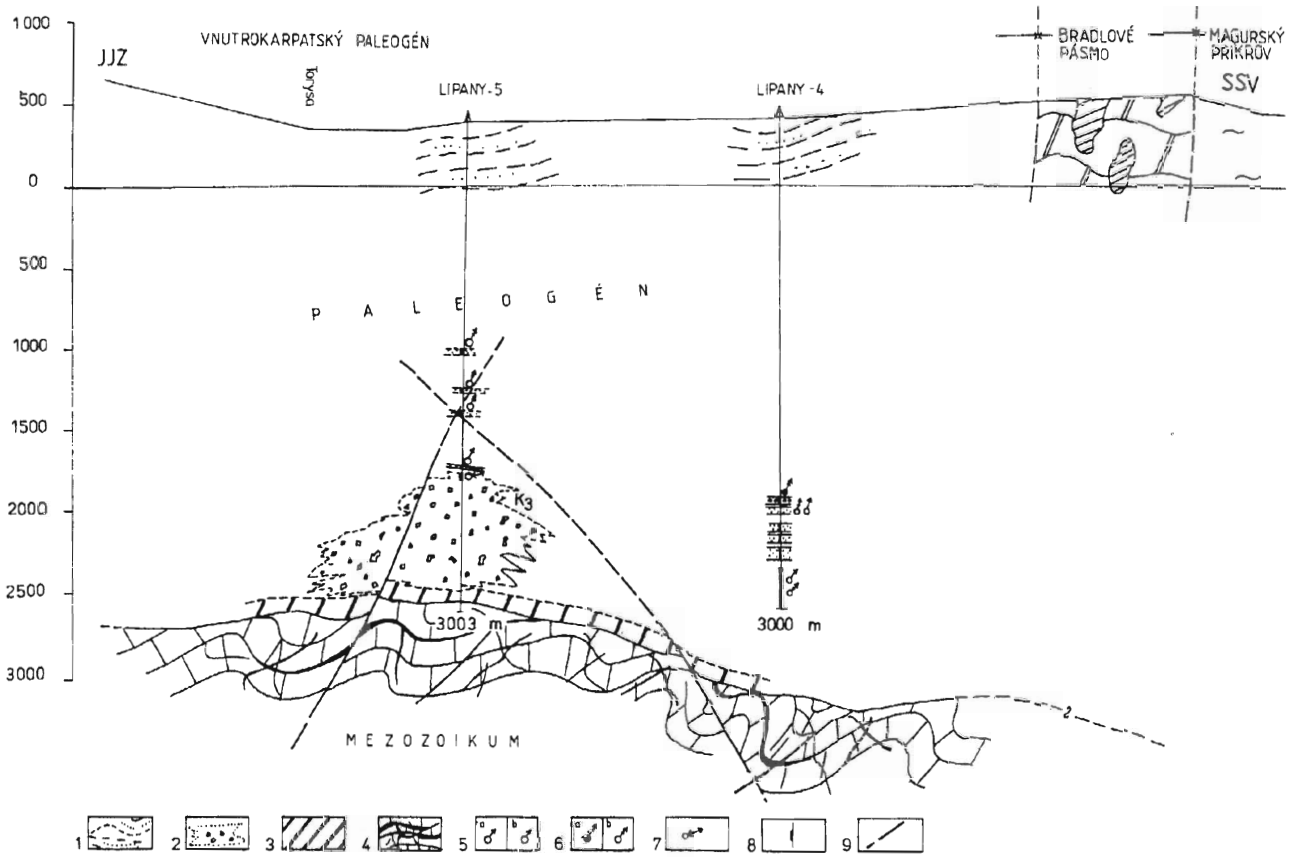
ropy) z obzoru a výsledky hlbinného výskumu ukázali, že ropou nasýtená časť má pomerne malú zásobu, cca 1000 t ropy a 300 000 m^3 plynu (Losík, 1981 - 1984).

Aj vo vrte Lipany-5 z vrchnej časti analogického kolektora bol v hĺbke 2134 - 2157 m prítok CO_2 s kapacitou cca 11 000 m^3/24 hod. (obr. 4).

V každom prípade je z lipianskej štruktúry najpozoruhodnejší výsledok z vrtu Lipany-4. Tu sa zo spodnej časti paleogénu z intervalu 2239,0 - 2303,0 m dosiahol prvý raz na východnom Slovensku väčší prítok ropy. Pri prepúšťaní cez trysku s priemerom 6 mm sa ťažilo 20 - 30 m^3 ropy za 24 hod., a to v závislosti od množstva sprevádzajúceho plynu.

Hlbinný výskum v obzore ukázal, že počiatočný ložiskový tlak je 16,27 MPa, t.j. zhruba o 28 % nižší ako hydrostatický. Po odťažení cca 170 m^3 ropy tento tlak poklesol na hodnotu 15,23 MPa. Keď sa vzali do úvahy tieto fakty, ako aj odhad pomeru P/O=200, geologická zásoba v obzore sa odhadla na cca 2700 t ropy a 550 tis. m^3 plynu (Klatil, 1987), čo charakterizuje malé ložisko.

Rozšírenie a litofaciálny vývoj roponosného súvrstvia smerom na SZ od vrtu Lipany-4 riešil vrt Lipany-6 (obr. 5 a 6). Ten v súlade s výsledkami seizmických podkladov zachytil roponosné súvrstvie v hĺbke 2220 - 2418 m, čo je o cca 80 m vyššie ako vrt Lipany-4. Kolektor tu reprezentujú brekcie, v ktorých prevládajú úlomky vápencov, slieňovcov a dolomitov vo vrchnej časti s nerovnakým podielom ílovcovitého a v spodnej piesčitého tmelu. Najväčšie zastupenie iba karbonatových úlomkov má brekcia v strednej časti, ktorá je navyše aj tektonicky postihnutá a rozpukaná.To zrejme malo za následok, že pri cementácii ťažobnej kolóny prenikla cementová zmes do najpriepustnejších častí kolektora (obr. 6; pôvodne mala byť hlava cementu v hĺbke 1800 m, v skutočnosti je 2235 m, čo je strata vyše 500 m stĺpca cementu).



Obr. 4. Priečny geologický rez vrtmi Lipany-5 a 4 (Rudinec, 1992). Vysvetlivky: ako pri obr. 3.
Fig. 4. Geological cross section through the Lipany-5 and 4 boreholes (Rudinec, 1992). Explanations: see Fig. 3.

Takýto stav nepriaznivo ovplyvnil prítok ropy zo súvrstvia, ktorý dosiahol iba cca 120 l/24 hod. Následné intenzifikačné zásahy - kyselinovanie, hydraulické rázy - neprniesli efekt.

Pozoruhodné a ťažko vysvetliteľné je, že sa doteraz z paleogénnych obzorov nezistila ložisková voda. Ďalším paradoxom je malá geologická zásoba vzhľadom na intenzitu prítoku ropy, a to najmä z vrtu Lipany-4.

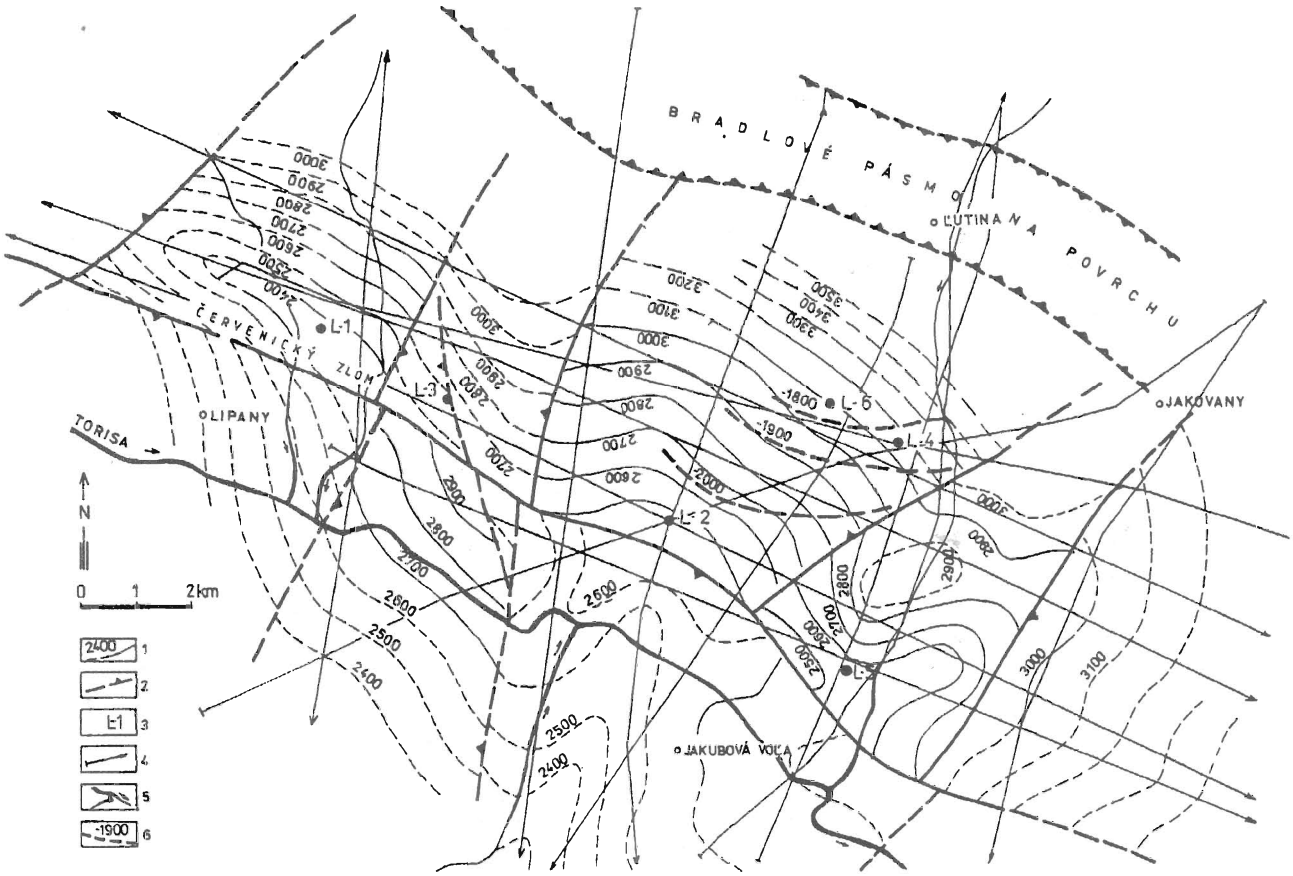
Podľa doterajších ropnoložiskových výsledkov z lipianskej štruktúry možno usudzovať, že malé akumulácie plynu a ropy v masívnych kolektoroch (priemerne 2-3 tisíc t ropy a cca 300 - 800 tisíc m^3 plynu) môžu svedčiť jednak o malom plošnom rozsahu interformačného telesa, jednak o jeho lokálnom rozpukaní. Ide teda o miesta, kde mohli uhľovodíky migrovať a vytvárať akési "hniezda".

Kolektory tohto typu a v nich "ropné hniezda" by bolo najvhodnejšie skúmať horizontálnymi vrtmi, ktoré sú technicky, ale najmä finančne náročné, čo je pri veľkosti sledovaných akumulácií finančné riziko. Relatívne najperspektívnejší sa v súčasnosti javí vrcholová časť lipianskej štruktúry v okolí vrtu Lipany-1.

Mezozoické podložie

Bezprostredne pod paleogénom sa na lipianskej štruktúre nachádza mohutný, cca 1000 m mocný komplex triasových rozpukaných dolomitov s dobrými kolektorskými vlastnosťami. Ako ukázali čerpacie skúšky z vrtu Lipany-1, 2 a 3, rozpukané dolomity sú nasýtené stredne mineralizovanou alkalickoslanou, sodnohydrouhličitanovou vodou s mineralizáciou 6,7 - 9,1 $g.l^{-1}$ v sprievode s CO_2. Pri relatívne krátkodobom overovaní prítoku pomocou testeru sa spozorovali samotoky slanej vody s výdatnosťou 0,3 - 5,0 $l.s^{-1}$ a s maximálnou teplotou na povrchu 51 °C, ktorá by pri ďalšom vypúšťaní narastala.

Ako ukazujú výsledky a širšie korelácie, mezozoické podložie lipianskej štruktúry nie je z ropnogeologického hľadiska perspektívne. Je to skôr po-



Obr. 5. Štruktúrna schéma povrchu mezozoika lipianskej štruktúry (Rudinec, 1992).
Fig. 5. Structural scheme of the Mesozoic surface on the Lipany structure (Rudinec, 1992).

tenciálne využiteľný zdroj termálnej vody (Nemčok a Rudinec, 1980).

Geochemické výsledky

Geochemické hodnotenie paleogénnych a mezozoických súvrství sa opiera o rozbor organickej hmoty z jadier z vrtov Lipany-2, 3, 4, 5 a 6 (C - organický, C - bitúminózny, C - humusový, C - zvyškový), ako aj o distribúciu n-alkánov a pyrolýzu organickej hmoty na prístroji Rock-Eval (Harča in Leško et al., 1983; Polesňák, 1986a, b).

Sumárne geochemické hodnotenie vrtov ukazuje, že paleogénne sedimenty v sledovanej oblasti nepredstavujú výraznejšie zdrojové súvrstvia. Miestami zvýšený obsah organickej hmoty, hlavne vo vrchnej časti, môže byť zdrojom iba menších - lokálnych akumulácií.

Podľa odrazivosti vitrinitu (Franců, 1986) sa zdá, že súvrstvie paleogénu muselo prejsť vyššou teplotnou premenou, akú pozorujeme dnes. Najpravdepodobnejšie cca 2000 m nadložného súvrstvia bolo oddenudovaných. K analogickým záverom dospeli aj pracovníci Geofyziky (Husák et al., 1986) pri štúdiu prirodzenej hustoty pelogénnych hornín, takže ich pôvodnú mocnosť odhadujú na 5 - 6 km. Chýbajúcich cca 2000 m sedimentu bolo oddenudovaných do neogénnej panvy.

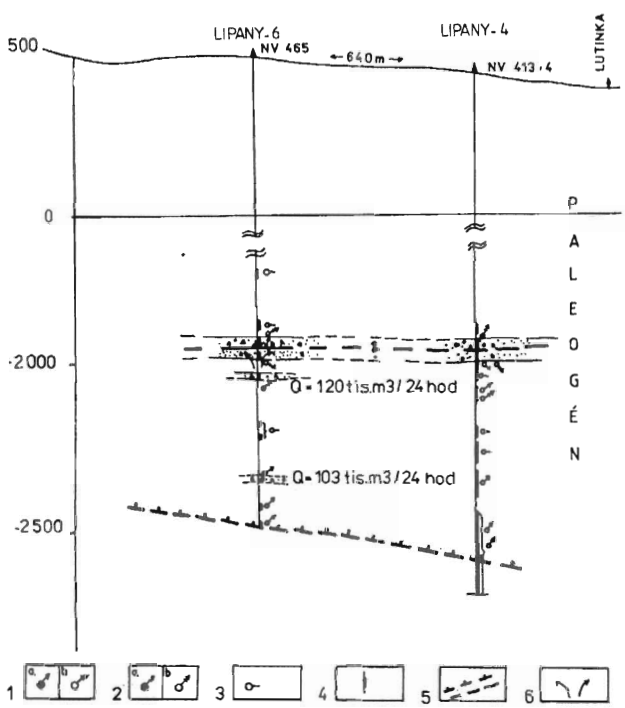
Z regionálneho pohľadu ak vo vrte Prešov-1 paleogénne súvrstvie nedosiahlo ani len štádium hlavnej fázy tvorby uhľovodíkov (Franců, 1986), potom aj z pohľadu geochémie v tomto súvrství ostáva pomerne dosť nezodpovedaných otázok. Podobné nepriaznivé geochemické hodnotenie vykazujú aj podpaleogénne mezozoické súvrstvia, a tak sa hlavné generovanie uhľovodíkov predpokladá v hlbšom podloží.

Teplotné a tlakové pomery

Doterajšie výsledky výskumných a prieskumných vrtov vo vnútrokarpatskom paleogéne, ako aj v li-

pianskej štruktúre sú zaujímavé z hľadiska rozloženia zemského tepla a vrstvového tlaku. Ich podrobná analýza (Rudinec, 1983, 1984c, 1985) ukázala, že vnútrokarpatský paleogén je jednou z najchladnejších oblastí, ktoré sa z hľadiska možného výskytu uhľovodíkov na východnom Slovensku skúmajú.

Najhlbším vrtom na lipianskej štruktúre Lipany-1 sa zistili tieto ustálené teploty: v hĺbke 1000 m 41 °C, 2000 m 64 °C, 3000 m 91 °C, 3900 m 112 °C (Leško et al., 1983). Isté zníženie teplotného poľa sa geneticky spája s čiastočne možnou infiltráciou povrchovej vody cez mezozoické karbonátové súvrstvia vystupujúce na povrch (Branisko, Humenské vrchy). Infiltrovaná voda mohla spôsobiť zníženie mineralizácie vody v mezozoických rozpukaných dolomitoch. Takýto stav môže mať, prirodzene, aj iné, hlbšie príčiny. Ako ukázali výsledky merania teploty v hlbokom vrte Šariš-1 (Koráb et al., 1986, cca 10 km na Z od lipianskej štruktúry), v hĺbke 4900 m sa namerala teplota iba 121,7 °C (kryštalinikum).



Obr. 6. Schematický geologický rez roponosným súvrstvím medzi vrtmi Lipany-4 a 6. 1 - prítok: a - horľavého plynu, b - stopy plynu, 2 - prítok: a - ropy, b - stopy ropy, . 3 - bez prítoku, 4 - skúšané obzory, 5 - tektonické plochy (násun, zlomy), 6 - najpravdepodobnejšie cesty prieniku cementu do roponosného nízkotlakového súvrstvia.

Fig. 6. Schematic geological cross section through oil-bearing beds between the Lipany-4 and 6 boreholes respectively. 1 - inflow: a - combustible gas, b - traces of gas, 2 - inflow of: a - oil, b - traces of oil, 3 - without inflow, 4 - tested horizons, 5 - tectonic planes (overthrusts, faults), 6 - the most probable pathes of penetration of cement into oil-bearing low pressure beds.

Konštatovalo sa už (Rudinec, 1985), že z geneticko-akumulačného pohľadu je takýto stav priaznivý, lebo umožňuje reálne predpokladať hospodárske koncentrácie uhľovodíkov do hĺbky 6000 - 7000 m.

Rovnako zaujímavé sú zistenia o vrstvovom tlaku v tejto štruktúre. V mezozoických súvrstviach, kde sa zistili prítoky až samotoky stredne mineralizovanej vody spolu s CO_2, je ložiskový tlak hydrostatický alebo ó málo vyšší (do 3,4 %). V plynových, resp. ropno-plynových horizontoch v spodnej časti vnútrokarpatského paleogénu je vo všeobecnosti vrstvový tlak nižší ako hydrostatický (až do 28 %).

Podľa geochemického výskumu (Franců, 1986) z hľadiska odrazivosti vitrinitu a štúdia prirodzenej hustoty (Husák et al., 1986) by malo paleogénne súvrstvie prekrývať ešte cca 2 km mocné súvrstvie, ktoré bolo oddenudované. Tento predpoklad nekoinciduje so súčasne pozorovaným ložiskovým tlakom, skôr naopak primárny ložiskový tlak by v tomto prípade musel byť skôr anomálne vysoký.

Nízky ložiskový tlak v paleogéne svedčí skôr o jeho istej degradácii. Čo spôsobilo tento stav, dnes nemožno jednoznačne vysvetliť. Predbežne prijímame predstavu, že je výsledkom určitej deštrukcie spätej s mladými neogénnymi tektonickými procesmi. Čiastočne to možno spájať s procesmi vzniku bradlového pásma ako mladého (vrchnobádenského) morfoštruktúrneho fenoména.

Záver

Prieskumné práce na lipianskej štruktúre potvrdili, že tu paleogénne súvrstvie dosahuje 3 - 4 km. Vo flyšových súvrstviach sú pomerne málo výrazné piesčité polohy. Pod cca 2000 m je charakteristický výskyt nerovnako mocných (20 - 750 m) a plošne nevýrazných interformačných telies, prevažne karbonátových brekcií.

Podložie paleogénu tvoria mezozoické karbonáty krížňanského príkrovu.

Lipiansku štruktúru rozdeľuje mladšia neogénna tektonika na rad tektonických krýh. Dominantné postavenie má červenický zlom, paralelný s povrchovým priebehom bradlového pásma.

Z ropnoložiskových výsledkov sú zaujímavé prítoky horľavého plynu a ľahkej parafinickej ropy z paleogénu. Ide o relatívne malé akumulácie (priemerne 2 - 3 tisíc t ropy a cca 300 - 800 tisíc m^3 plynu) viažuce sa na rozpukané zóny v interformačných telesách, kde vytvárajú "ropné hniezda". Najvhod-

nejšie by sa dali sledovať horizontálnymi vrtmi, čo predstavuje finančné riziko, a preto vzhľadom na nové trhové podmienky odporúčame s ďalšími prácami počkať na výsledky z iných častí tejto oblasti.

Geochemické analýzy organickej hmoty paleogénnych aj mezozoických súvrství ukázali na ich nízky obsah. Zistené akumulácie plynu a ropy sa geneticky viažu najpravdepodobnejšie na hlbšie súvrstvia. Pre nízke teplotné osadenie tohto územia (v 3900 m iba 112 °C) dajú sa tu hospodárske akumulácie predpokladať až do hĺbky 6 - 7 km.

Z mezozoických karbonátov v podloží paleogénu sa zistili prítoky mineralizovanej slanej termálnej vody spolu s CO_2.

Ropnogeologické výsledky z lipianskej štruktúry ukázali na prítomnosť zemného plynu a ropy vo vnútrokarpatskom paleogéne, a tým ho na východnom Slovensku z hľadiska perspektívnosti postavili na druhé miesto, za neogénnu panvu.

Literatúra

Franců, J. 1986: Výsledky mikrofotometrického a pyrolitického výskumu organických látok v profiloch vrtov Šambron-1 a Šariš-1. *Manuskript - GÚ SAV Bratislava.*

Husák, L., Hanák, J., Cadra, P. & Stránska, N. 1986: Mapa prirodzených hustôt hornín Západných Karpát. *Geol. Průzk., 26, 4, 117 - 118.*

Chmelik, F. 1963: Centrálnokarpatský flyš. Vysvetlivky ku geologickej mape 1:200 000, list Vysoké Tatry a list Zborov - Košice. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Chmelik, F. & Leško, B. 1976: Perspektívy vyhľadávania ložísk ropy a zemného plynu v centrálnokarpatskom paleogéne a jeho hlbinného podkladu východne od Vysokých Tatier. *Geol. Průzk., 5.*

Karkoška, F. 1987: Zhodnocení karotážnych měření z vrtů Lipany-1, 2, 3, 4, a 5. *Manuskript - archív MND Michalovce.*

Kátil, M. 1987: Zhodnotenie čerpacieho pokusu a výskumu na sonde Lipany-4. *Manuskript - archív MND Michalovce.*

Koráb, T. et al. 1986: Výskum vnútrokarpatského paleogénu a jeho podložia v Šarišskej vrchovine a v Levočskom pohorí (vrt Šariš-1). [Čiastková záverečná správa za roky 1983 - 1986.] *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Leško, B. et al. 1975: Geologický projekt oporného vrtu Lipany-1. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Leško, B., Chmelík, F., Rudinec, R. 1982: Perspektívne územie na ropu a zemný plyn východne od Vysokých Tatier. *Geol. Průzk., Praha, 1, 37 - 38.*

Leško, B. et al. 1983: Oporný vrt Lipany-1 (4000 m). Region. *Geol. Západ. Karpát, 18, 78.*

Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepencov bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek a prostredia ich vzniku (východné Slovensko). *Nauka o Zemi, Sér. geol., IX, 10, 111.*

Mořkovský, M. et al. 1980: Zpráva o reflexno-seizmickom měření v centrálnokarpatském paleogénu východního Slovenska v r. 1979. *Manuskript - archív Geofyzika Brno.*

Mořkovský, M. et al. 1981: Zpráva o reflexno-seizmickém měření v centrálnokarpatském paleogénu východního Slovenska v r. 1980. *Manuskript - archív Geofyzika Brno.*

Mořkovský, M. et al. 1987: Komplexné spracovanie seizmických měření SRB v centrálnokarpatském paleogénu a flyšovém pásmu východního Slovenska. *Manuskript - archív Geofyzika Brno, 172.*

Nemčok, J. et al. 1977: Štruktúrny vrt PU-1 Šambron (Ľubovnianska vrchovina). *Region. geol. Západ. Karpát, 8, 72.*

Nemčok, J. & Rudinec, R. 1978: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. *Konfer. Tektonické profily Západ. Karpát. GÚDŠ Bratislava, 65 - 74.*

Nemčok, J. & Rudinec, R. 1980: Termálne vody pod centrálnokarpatským paleogénom severne od Braniska. *Geol. Průzk., 10, 22, 292 - 295.*

Nemčok, J. & Rudinec, R. 1980: Čergov - jedno z kľúčových ropnonádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska. *Mineralia slov., 22, 175 - 178.*

Polesňák, P. 1986: Geochemické hodnocení organické hmoty a n-alkanu z vrtu Lipany-2, 3, 4. *Manuskript - archív MND Michalovce.*

Polesňák, P. 1986b: Geochemické hodnotenie vrtu Šariš-1 a Lipany-5. *Manuskript - archív MND Michalovce.*

Řehánek, J. 1980: Petrografické - faunistické vyhodnotenie jadier z vrtu Lipany-2. *Manuskript - archív MND Michalovce.*

Řehánek, J. 1983: Mikrofaciální srovnání mezozoických karbonátových fragmentů z centrálnokarbonatových paleogénu na vrtech Lipany-2 a 3. *Manuskript - archív MND Michalovce.*

Řehánek, J. 1985a: Colomisphaera conferta n. sp. (stomiosphaeridae Wanner 1940) from the Lower Cretaceous of the West Carpathians. *Věst. Ústř. Úst. geol., 60, 3, 171 - 174.*

Řehánek, J. 1986: Faciální a biostratigrafické zhodnocení fragmentů mezozoických hornin ve vrtech Lipany-4 a Lipany-5. *Manuskript - archív MND Michalovce, 2.*

Roth, Z. 1980: Západní Karpaty - terciérní struktura střední Evropy. *Ústř. Úst. geol., Praha, 55, 120.*

Rudinec, R. 1986: Štruktúra Lipany a niektoré zaujímavé geologické a ropnogeologické výsledky. *Zem. Plyn Nafta, XXXI, 4, 521 - 527.*

Rudinec, R. 1986b: Dvojetažová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku. *Manuskript - archív MND Michalovce.*

Rudinec, R. 1987: Projekt geologických prác "Vykonávací projekt hlbokého vrtu Čergov-1". *Manuskript - archív MND Michalovce, 63.*

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

Oil and gas accumulation near Lipany in Eastern Slovakia and their specialities and problems

The Lipany structure is situated in the Central Carpathian Paleogene of Eastern Slovakia, south of the Klippen Belt near the town of Lipany (Fig. 1).

Six deep boreholes up to the depth of 3 - 4 km have been realized here in addition to geophysical works, mainly reflection seismic method. Their relation to drilled group of beds and to some characteristic lithofacies is shown in Tab. 1 and Fig. 2.

The Central Carpathian Paleogene is represented here by flysch beds with undistinct sandy intercallations, while interformation bodies - olistoliths - are relatively abundant in lower part. There are mainly breccias 20 - 750 m thick consisting mainly from fragments of siltstones, limestones and dolomites. Their areal extent is not large (Fig. 3, 4).

Pre-Paleogene basement is built by Mesozoic - Upper Triassic fractured dolomites with variegated beds of the Carpathian Keuper, belonging to the Krížna nappe.

The Mesozoic basement forms a morphologic elevation

under the Paleogene, which is devided into a number of fault blocks by younger fault tectonics (Fig. 3, 4, 5). There are present here, beside downslip faults, shear thrusts (Leško et al., 1975, 1982; Mořkovský et al., 1987). However, their detail identification is very difficult for small density of seismic profiles.

The discovery of gas and oil accumulations bound mainly on the bottom part of Paleogene is very interesting from the oil and geological viewpoint. Secondary fractured sandstones, polymict conglomerates from place to place, and above all fractured interformation bodies serve as reservoir rocks. Generally, the above have variegated lithofacial development in horizontal direction.

Variable physical properties of reservoir rocks are also reflected in gas and oil inflows. Primary inflows ranged on the whole structure from 100 to max. 10 000 m^3/24 hours. (Using acids in boreholes Lipany-1 and 6, there has been managed to increase their capacity up to 70 - 120 m^3/24 hours from some horizons).

Inflows of oil in boreholes Lipany-2 and 4 were more remarkable. For the first time in Eastern Slovakia the distinct inflow of low-gravity oil was achieved from horizons in the depth interval 2239 - 2303 m (20 - 30 m^3/24 hours).

The discovery of various types of gases in the Lipany-5 borehole is also remarkable. In the depth interval 2000 - 2200 m it was found gas with methane, gas with methane and 50 % content of nitrogen and gas with prevailing CO_2 (86 %).

Inflows of combustible gases and low-gravity paraffin base oil from Paleogene are the most interesting from oil-deposit results. There are relatively small accumulations (2 - 3 thousend tons of oil and ca 300 - 800 thousend m^3 of gas), bound on fractured zones in interformation bodies, where they forme "oil nests". The most suitable exploration would be by horizontal boreholes, which is finantially risky matter.

Only salt medium mineralized (6.7 - 9.1 $g.l^{-1}$) thermal waters with max. yield 5.0 $l.s^{-1}$ and temperature 50 °C together with CO_2 were ascertained in fractured dolomites of the Mesozoic basement.

Geochemical investigation of Paleogene and Mesozoic have shown that Paleogene and Mesozoic beds are poor in organic matter. Oil and gas, which have been ascertained here, are genetically bound on deeper beds.

In all cases, the results of oil exploration on the Lipany structure have shown that the Central Carpathian Paleogene represents besides the Neogene basin the second prospective area in Eastern Slovakia.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 367 - 379

Postintruzívna deformácia granitoidov južného okraja bratislavského masívu (Malé Karpaty)

FRANTIŠEK MARKO a PAVEL UHER
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 24. 4. 1992, revidovaná verzia doručená 2. 7. 1992)

Postintrusive deformation from southern border of Bratislava granitoide massif (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians)

Mesoscopic fault pattern of the particular part of the massif shows strong deformation of granitoid body by brittle - ductile and brittle disjunctions. Steeply dipping brittle structures with records of major strike-slip and minor normal-slip motions developed in clockwise rotating compression remember the Miocene regional stress field of surrounding area. They indicate in such a way the Miocene age of motions along mesoscopic faults used in paleostress analysis.

Brittle-ductile structures gently dipping eastward have a character of mylonite shears zones. These represent kinematicaly normal faults, which do not fit into recently accepted paleoalpine fabric of this area (overthrusting to the west). Possible origin of low angle normal shear zones during the Tertiary tectonic escape of Carpathian units from Alps realm by mechanism of gravitational spreading is discussed.

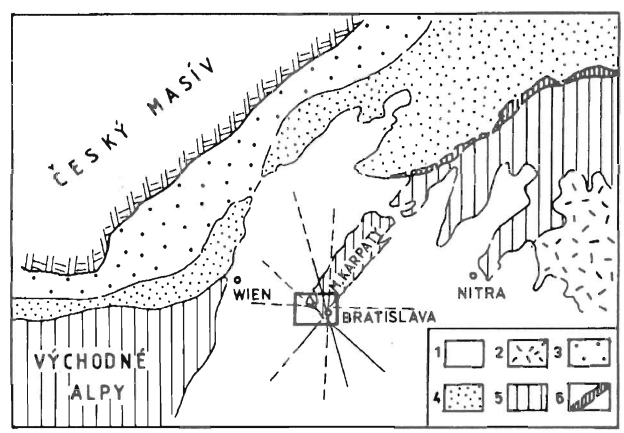
Úvod

Deformácia vyvretých hornín, často spätá s metamorfizmom, prebieha v širokom časovom rozpätí, keď sa môže uplatniť niekoľko etáp deformácie. Výsledkom je zložité heterogénne porušenie intruzívneho telesa, superpozícia duktilných a krehkých štruktúr. Podľa veku granitoidov bratislavského masívu možno v jeho štruktúrnom zázname očakávať variské aj alpínske až recentné deformácie. Odlíšiť variské a alpínske štruktúry v regióne Západných Karpát je ťažké a nie je to inak ani v prípade bratislavského masívu.

Lokalizácia pozorovaní a použitá metodika

Sledované územie (obr.1) tvoria neskoroorogénne granitoidy s enklávami kryštalických bridlíc plášťa, ktoré sú miestami prekryté kvartérnymi uloženinami najmä fluviatilného a eolického pôvodu. Vek tuhnutia granitoidného telesa stanovený rádiometricky sa odhaduje na 340 mil. rokov (Cambel a Vilinovič, 1987).

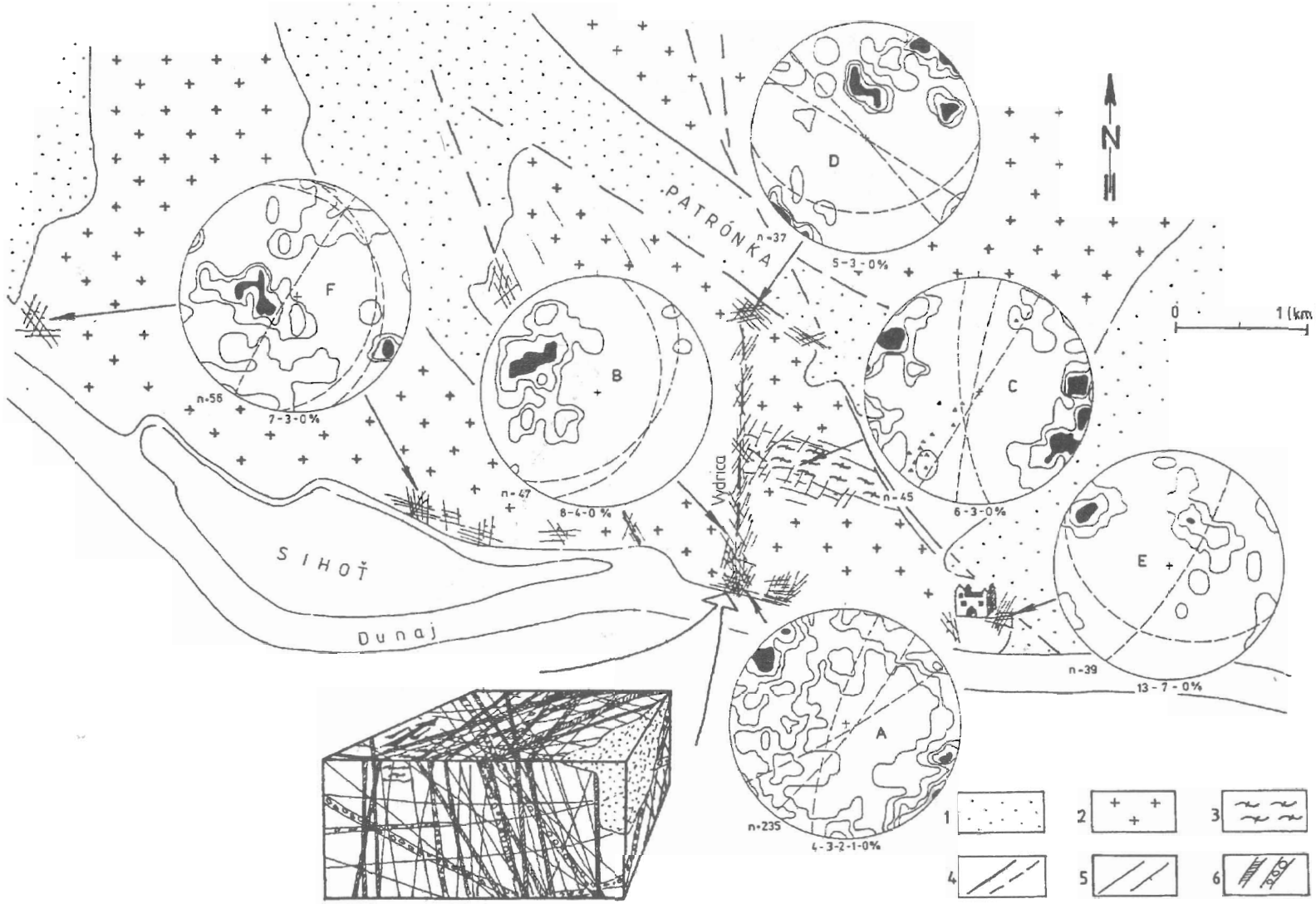
Už dávnejšie je známa bloková stavba južného okraja bratislavského masívu (Čepek, 1938; Myslil, 1958), ktorej výrazným morfologickým prejavom je Devínska brána a Lamačská brána, sledujúce devínsky a lamačský zlomový systém. Reprezentujú veľmi mladé poruchy smeru SZ - JV, porušujúce



Obr. 1. Lokalizácia územia s vyznačením smeru dôležitých zlomov. 1 - neogénne bazény, 2 - neovulkanity, 3 - neogénna predhlbeň, 4 - flyšové pásmo, 5 - predterciérne jednotky, 6 - bradlové pásmo.

Fig. 1. Localization of the area with directions of important faults. 1 - neogene basins, 2 - neogene vulcanic rocks, 3 - neogene foredeep, 4 - flysch belt, 5 - pretertiary units, 6 - Pieniny klippen belt.

východný okrajový zlom malokarpatského hrastu (Myslil, 1958). V morfologicky výraznej doline Vydrica sa predpokladá zlom smeru S - J (Lukniš, 1955) a tento smer sa v južnej časti Malých Karpát spolu so smerom SZ - JV pokladá za geomorfologicky najvýraznejší (Jakál et al., 1990). Bloková stavba vyplynula aj z geologického mapovania, ktoré potvrdilo dominantné postavenie porúch smeru SV - JZ (Hraško et al., 1981), ale aj zlomov smeru SZ - JV, ktoré sa považujú za seizmicky aktívne (Vaškovský et al., 1987).



Obr. 2. Tektonické porušenie južného okraja bratislavského masívu. V diagramoch sú okonturované koncentrácie pólov mezoskopických porúch z jednotlivých štruktúrnych úsekov (A, B, C, D, E, F). Veľké oblúky znázorňujú dominantné systémy porúch, trojuholníky póly metamorfných foliácií rúl. 1 - pokryvné útvary (terciér, kvartér), 2 - granitoidy, 3 - metamorfný plášť, 4 - regionálne zlomy, 5 - mezoskopické poruchy subvertikálne, uklonené, 6 - poruchy vyplnené ílom, žily pegmatitu a aplitu.

Fig. 2. Deformation of southern border of Bratislava massif. In diagrams are contoured concentrations of poles of mesofaults from structural sections A, B, C, D, E, F. Arcs represent dominant fault sets, triangels are poles to shistoisity in metamorphic rocks. 1 - sedimentary cover (Tertiary, Quaternary), 2 - granitoides, 3 - metamorphic cover, 4 - important faults, 5 - subvertical and inclined mesofaults, 6 - faults with clay filling, pegmatite and aplite veins.

Mezoskopické štruktúry sme študovali na odkryvoch, ktoré vznikli pri výstavbe komunikácií, Mosta mládeže a inžinierskych sietí v doline Vydrica. Pozorovania sme doplnili údajmi z odkryvov pozdĺž ľavého brehu Dunaja medzi Bratislavským hradom a obcou Devín. Všetky analyzované mezoskopické štruktúrne prvky sú z granitoidných hornín okrem meraní zo štruktúrneho úseku C, ktoré reprezentujú štruktúry metamorfného plášťa. Štruktúrne prvky sme zobrazili v stereografickej projekcii na spodnú hemisféru ekviplanárnej siete a sledovali sme ich vzťah k regionálnym štruktúram. Analyzované odkryvy sú totiž v zóne predpokladaného zlomu prebiehajúceho údolím Vydrice a zlomov devínskeho a sihotského (Myslil, 1958), ktoré sleduje prielom Dunaja medzi Malými Karpatmi a Hainburskými vrchmi. Pozorovania z viacerých odkryvov sme združovali do štruktúrnych úsekov, ktoré považujeme za štruktúrne homogénne celky. V rámci týchto úsekov sme znázornili pozorované štruktúrne prvky v sumárnych diagramoch, z ktorých vyplynula prednostná orientácia reprezentovaná okontúrovanými maximami. Usilovali sme sa dešifrovať aj kinematický charakter porúch podľa morfológie povrchu tektonických zrkadiel alebo podľa textúr vnútri ruptúrno-plastických strižných zón, príp. podľa viditeľných posunov žíl pegmatitu, aplitu. Kinematicky definované ruptúrne poruchy sme použili pri rekonštrukcii smerov paleonapätí, ktoré ich generovali.

V niekoľkých vzorkách z deformovaných zón sme vo výbrusoch analyzovali aj mikroštruktúrnu stavbu a dynamometamorfné prepracovanie tektonitov.

Tektonické štruktúry a textúry deformovaných hornín

Územie je silne postihnuté disjunktívnymi deformáciami porušujúcimi kohéziu hornín. Podľa úklonu tvoria dve skupiny, a to strmo a mierne uklonené.

Poruchy sú produktmi rupturálnej (krehkej) deformácie alebo kombinácie rupturálnej a plastickej deformácie (Wise et al., 1984). Distribúciu všetkých disjunktívnych deformácií vo vyčlenených úsekoch znázorňuje obr. 2.

Rupturálne deformácie

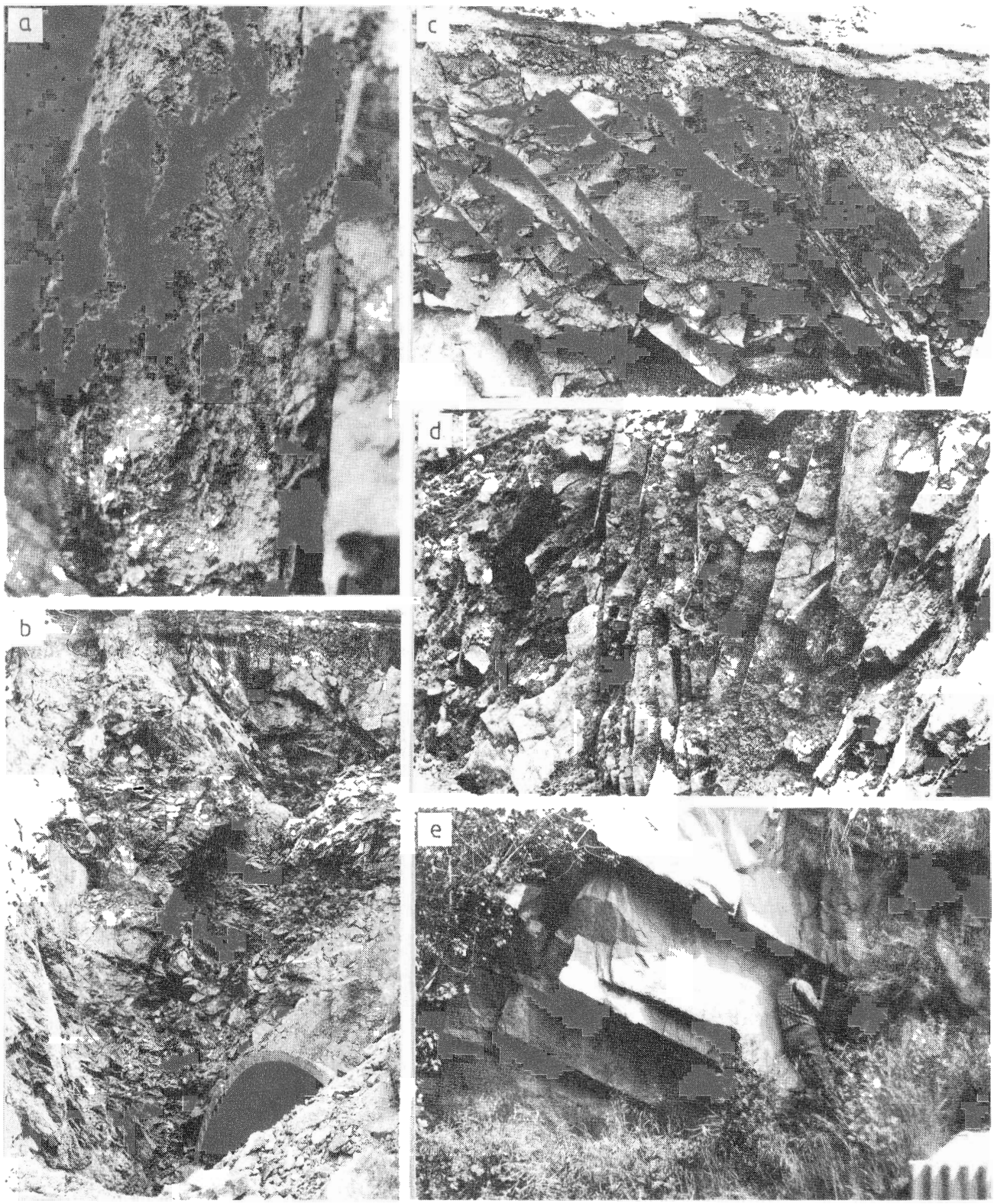
Produktom rupturálnej deformácie sú tektonické zrkadlá, pukliny a trhliny tvoriace diskrétne plochy generálne strmo uklonené. Otvorené poruchy vypĺňa ílové rezíduum (obr. 3a) a brekcia. Íl je biely, zelenkavý alebo sivý a na niektorých poruchách sú aj limonitové záteky. Ílová výplň má väčšinou mocnosť niekoľkých cm, ale pozorovali sme aj mocnejšie drvené zóny vypĺnené ílom a brekciou, široké až 1,5 m. Pozdĺž mohutných porúch býva granit rozpadnutý na piesok, niekedy až kaolinizovaný (obr. 5e).

Niektoré zrkadlá v granitoidoch pokrýva vrstva novotvoreného muskovitu a kryptokryštalických foriem zmesi chloritu a minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny s hodvábnym leskom. Sú to indexové minerály nízkostupňovej metamorfózy fácie zelených bridlíc, počas ktorej vznikla väčšina strižných zón granitoidov rozličných regiónov (Simpson et al., 1982).

Prakticky vo všetkých štruktúrnych úsekoch majú dominantné postavenie strmé rupturálne poruchy smeru SV - JZ, resp. SSV - JJZ, okrem úseku D, kde sa prejavuje vplyv lamačského zlomového systému smeru SZ - JV (obr. 2). Z diagramov vyplýva, že okrem dominantných systémov sme zaregistrovali aj množstvo porúch ďalších smerov, čo dobre ilustruje zložitosť rupturálnej deformácie masívu. Silná katakláza postihla najmä horniny v doline Vydrica (obr. 3b), vďaka čomu vzniklo morfologicky výrazné údolie. Zvlášť intenzívna katakláza je na križovaní S - J vydrického a V - Z sihotského zlomového systému (obr. 3c, d).

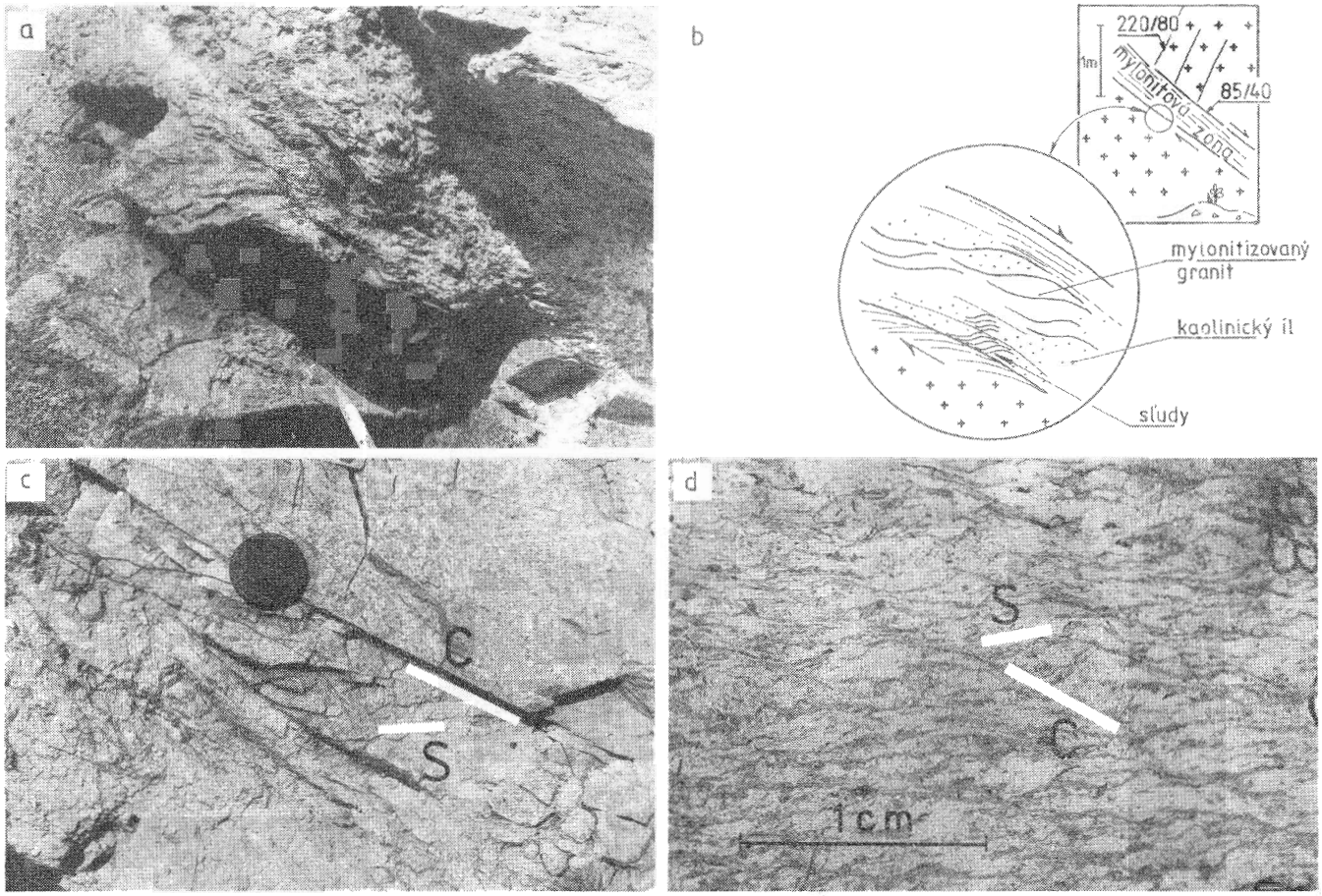
Rupturálno-plastické deformácie

Prejavy rupturálno-plastickej deformácie sme pozorovali najmä pozdĺž mierne uklonených disjunktívnych štruktúr (obr. 3e, obr. 2, diagr. F, E). Sú to strižné zóny s typickými SC štruktúrami mylonitov. Takéto deformácie boli opísané z granitoidov mnohých oblastí (Simpson, 1985; Simpson et al., 1982 a i.). Pokladajú sa za produkty jednoduchého strihu (Ramsay a Huber, 1983) vzniknuté v metamorfných podmienkach fácie zelených bridlíc. V našom prípade ide o niekoľko cm až dm mocné strižné zóny s dobre vyvinutou mylonitovou bridličnatosťou. Kohézia masívu je aj týmito deformáciami úplne prerušená, pretože strižné zóny sú lemované diskrétnymi poruchami. Zóny niekedy vypĺňa aj ílové rezíduum, ktoré sa považuje za najmladšiu výplň vzniknutú blízko povrchu (McEwen a Hillary, 1985) ako produkt rupturálneho štádia deformácie



Obr. 3. a - ílová výplň poruchy, b - katakláza granitu pri vyústení Vydrice na Patrónke, c, d - katakláza granitu pri vyústení Vydrice do Dunaja, e - rupturálno-plastické mierne uklonené strižné zóny.

Fig. 3. a - fault gouge, b - cataclastic deformation of granitoide body near crossing of Vydrica creek through Patrónka, c, d - cataclastic deformation of granitoide body in Mlynská dolina valley near Dunaj river, e - low angle brittle-ductile shears.



Obr. 4. a - detail rupturálno-plastickej strižnej zóny, b - kinematická interpretácia situácie z obr. a, c - detail rupturálno-plastickej strižnej zóny s SC štruktúrami, d - fotografia výbrusu tektonitu z mylonitovej strižnej zóny s interpretáciou S a C plôch. Rez kolmý na mylonitovú foliáciu a rovnobežný s lineáciami vytiahnutia, rovnobežné nikoly.

Fig. 4. a - detail of brittle-ductile shear zone, b - kinematical interpretation of situation from picture a, c - detail of brittle-ductile shear zone with SC structure, d - photo of thin section from deformed mylonite low angle shear zone with interpretation of S and C mylonitic klivage. Thin section is perpendicular to C mylonitic foliation and parallel with stretching lineations, nicols are parallel.

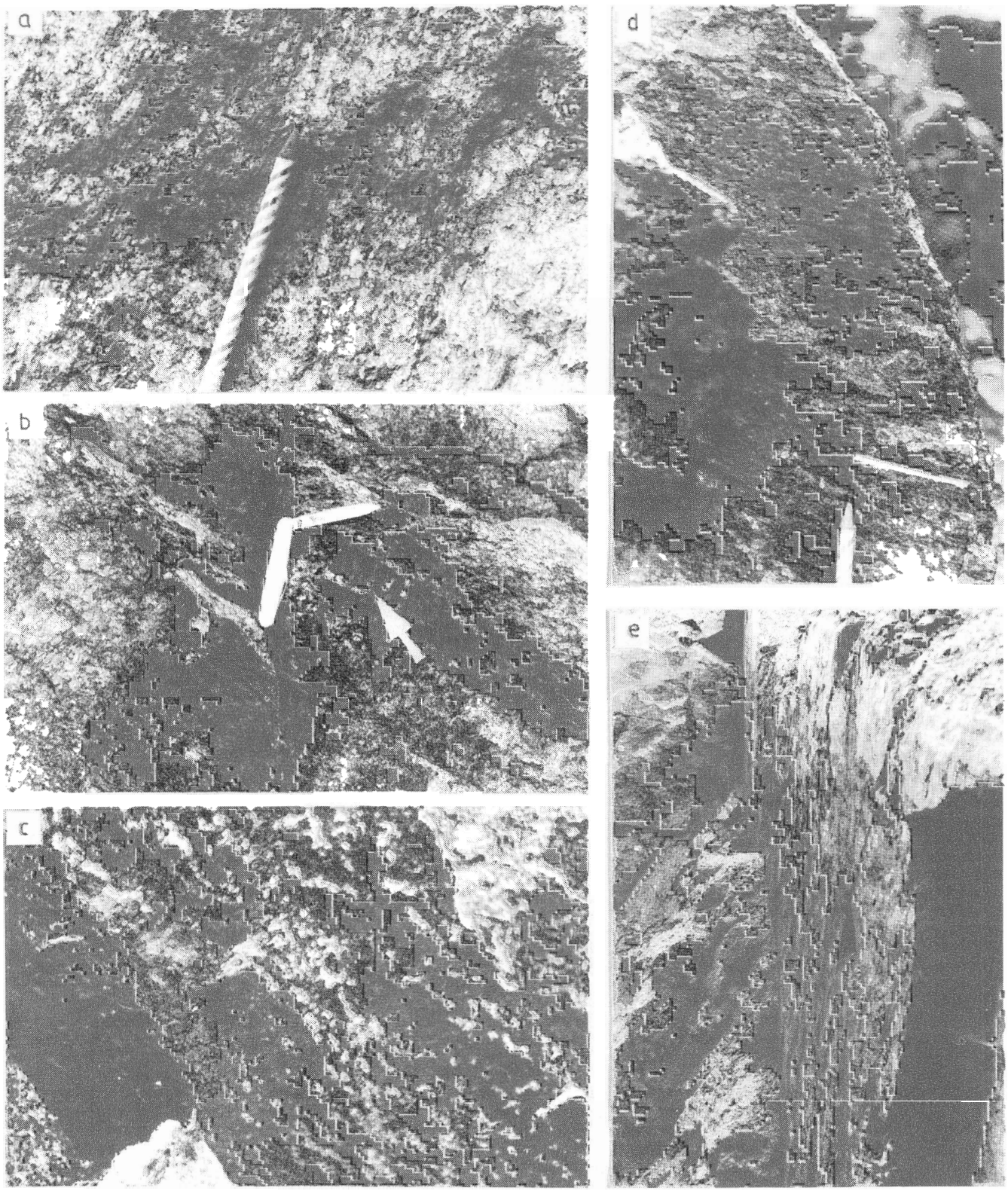
(Wise et al., 1984) kombinovaného so zvetrávaním.

Vznik dobre vyvinutej mylonitovej bridličnatosti v strižných zónach predpokladá dynamickú rekryštalizáciu, to znamená hlbinnejšie podmienky. Plochy mylonitovej bridličnatosti (kliváže) deformovaných granitoidov uprostred strižných zón sa esovite ohýbajú a indikujú zmysel pohybov pozdĺž mylonitovej zóny (obr. 4a, b, c; obr. 6). Ohýbané plochy bridličnatosti v granitoidoch na periférіách strižných zón lemovaných C plochami (v zmysle Listera a Snoka, 1984) sú tiež indikátormi zmyslu pohybov (obr. 7). Tieto kinematické indikátory včítane posunov pegmatitových žíl dokladajú na mierne uklonených rupturálno-plastických strižných zónach jednoznačne poklesový charakter.

Orientačne sme študovali aj mikrostavbu deformovaných granitoidov z opisovaných strižných zón. Typicky mylonitovú mikroštruktúru (obr. 4d) sme interpretovali vo výbrusoch deformovaných granitoidov lemujúcich uklonené rupturálno-plastické strižné zóny. Tieto horniny majú úplne zničené primárne štruktúry. Ich podstatnú časť tvoria segregované prúžky vyvalcovaného rekryštalizovaného jemnozrnitého kremeňa (pod 0,1 mm) a sericitu. Hornina je výrazne usmernená, má granolepidoblastickú textúru s typickým vývinom SC mikrobridličnatosti. Podľa použitej klasifikácie (Cambel, 1956) analyzovaný tektonit zo štruktúrneho úseku E zodpovedá až fylonitu.

Lineácie

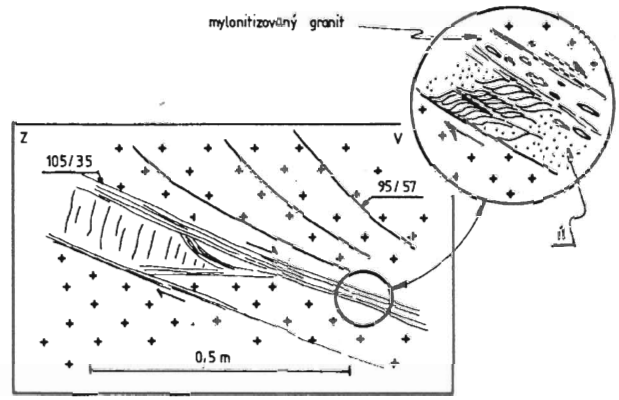
Ryhovanie nepochybne reprezentuje trajektórie tektonického transportu. Otvoreným problémom je táto otázka v prípade metamorfných lineácií. V poslednom období sa objavuje stále viac prác, ktoré definu-



Obr. 5. a - lineácie na povrchu poruchy, b - vláknitý kremeň vyjadrujúci smer extenzného napätia pri chladnutí masívu, c - čelný pohľad na visiace krídlo tektonického zrkadla so stopami po dextrálnom posune, d - lineácie vytiahnutia a ryhy na povrchu poruchy, e - zvetraný a rozpadnutý granit (vľavo od poruchy).

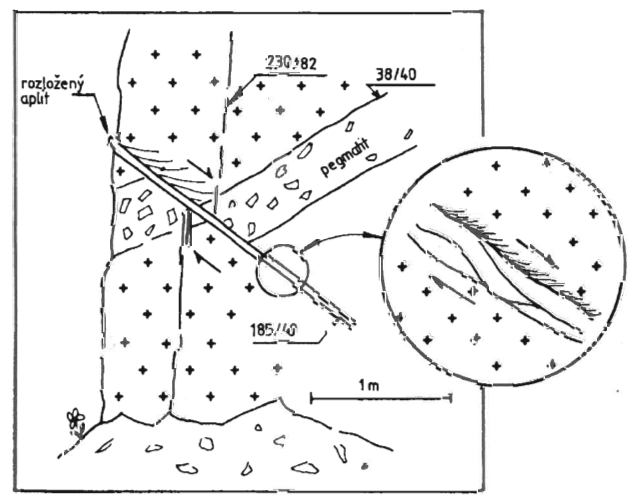
Fig. 5. a - lineations on fault surface, b - fibrous quartz with fibres in the direction of extension during cooling of granitoide body, c - frontview of hanging wall of slickenside with indicators of dextral shear, d - stretching lineations and striations on the fault surface, e - weathered and desintegrated granite on the left side of fault plane.

jú metamorfné lineácie ako lineácie typu a, reprezentujúce smer tektonického transportu, čiže smer a, resp. x osi deformačného elipsoidu. Domnievame sa, že aj minerálne lineácie v deformovaných granitoidoch bratislavského masívu patria do tohto typu lineácií - lineácie vytiahnutia, strečingové, mylonitové lineácie (podľa Cymermana, 1989). Genetickú spätosť lineácií a ryhovania (Rajlich, 1990) dokazuje aj koincidencia ich smeru (obr. 8a). Niekedy dokonca ťažko rozhodnúť, či ide o klasické striácie, alebo metamorfné lineácie (obr. 5a, d). To sú typické prejavy zóny prechodu medzi krehkým a plastickým štýlom deformácie. Burg et al. (1985) uvažujú o súčasnom vzniku ryhovania a lineácií vytiahnutia v strižných zónach granitoidov, pričom ryhovania interpretujú na C a lineácie vytiahnutia na S plochách mylonitov. Osobitným typom metamorfných lineácií sú vláknité agregáty kremeňa na povrchu tektonických zrkadiel, resp. foliačných plôch. Geneticky a kinematicky sú porovnateľné s ostatnými metamorfnými lineáciami. Na rozdiel od klasického ryhovania sú produktom pomalšieho plastického, a teda aseizmického toku (Wise et al., 1984). Napriek obmedzenému počtu pozorovaní fibrosilikátov možno konštatovať, že sú orientované hlavne v smere SV - JZ s úklonom asi 40 až 60° na SV (obr. 8a). Vznikali pravdepodobne v extenzných podmienkach. Vláknité minerálne agregáty kolmé na steny žíl sú spoľahlivým indikátorom smeru extenzie (obr. 5b). Pokladáme ich za produkty rupturálno-plastického štádia deformácie.



Obr. 6. Skica rupturálno-plastickej strižnej zóny a kinematická interpretácia.

Fig. 6. Sketch of brittle-ductile shear zone and its kinematical interpretation.



Obr. 7. Reaktivizácia pohybov pozdĺž aplitovej žily.

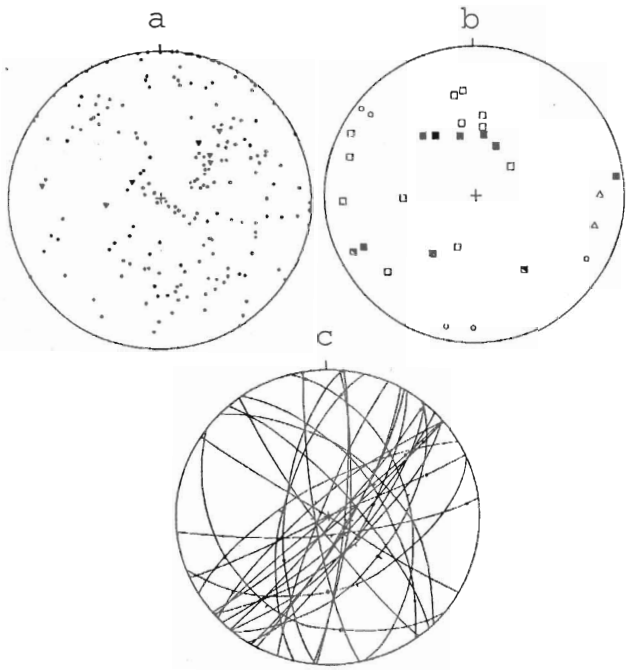
Fig. 7. Reactivization of movement along aplite vein.

Interpretácia pozorovaní

Genéza, sukcesia a datovanie disjunktívnych deformácií

Dve skupiny porúch (strmé a mierne uklonené) pozorované v bratislavskom masíve sú opísané aj z iných jadier Západných Karpát (Gorek, 1967; Jaroszewski, 1985; Wunder, 1987), čo znamená, že nie sú lokálnym javom. Obidve sú zrejme produktom rozličných etáp tektogenézy, ale boli často rejuvenizované a využívali sa na relaxáciu napätia v priebehu celej deformačnej histórie masívu. Výsledkom je zložitý tektonický záznam, komplexnosť a rejuvenizácia pohybov na poruchách, superpozícia plastických a krehkých deformácií. Analýzou stavby mnohých granitoidných masívov sa dospelo k poznatku, že ich tektonické porušenie je výsledkom interferencie vnútorného a vonkajšieho (tektonického) napätia (Vollbrecht et al., 1991; McEwen a Hillary, 1985). Vnútorné napätie sa uplatnilo v záverečnom období diferenciácie horniny, teda pri chladnutí masívu.

Najstaršie, mierne uklonené, resp. subhorizontálne fraktúry, sa mohli tvoriť pri chladnutí a kontrakcii plutónu. V prípade plutónu Eye-Dashwa Lakes v Kanade (McEwen a Hillary,1985) tvoria len 5 % všetkých fraktúr. V ostatných 90 % je výsledkom regionálnej kompresie. V našom prípade subhorizontálnym fraktúram zodpovedajú už opísané mierne uklonené poruchy, ktoré často lemujú žily mladších diferenciátov granitu - pegmatitu a aplitu (obr. 8b). Žily pegmatitu vyplnili mierne uklonené poruchy vo

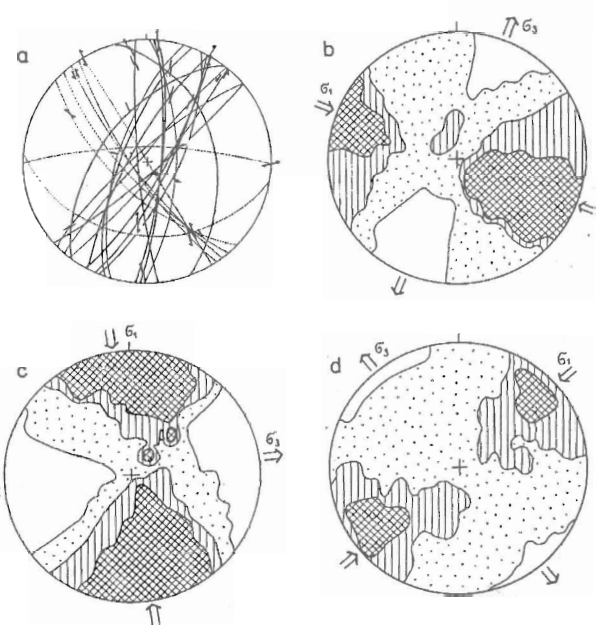


Obr. 8. a - plné body - stopy lineácií vytiahnutia, prázdne krúžky - stopy ryhovania, trojuholníky - smery vlákien žilných výplní, b - pólové hodnoty: plné štvorce - žily pegmatitu, prázdne štvorce - žily aplitu, čiernobiele štvorce - žily kremeňa, kruhy - poruchy s povlakom chloritu, trojuholníky - poruchy s povlakom muskovitu, sericitu, c - stopy porúch vyplnených ílom s ryhovaním (body) na ílovej výplni.

Fig. 8. a - full spots - directions of stretching lineations, empty circles - directions of striations, triangles - directions of fibers of fibrous veins, b - poles: full squares - pegmatite veins, empty squares - pegmatite veins, black and white squares - quarz veins, circles - faults with chlorite cover, triangels - faults with muscovite, sericite cover, c - faults with gouge and striations on gounge.

vrchných častiach granitoidného telesa, kde sa v dôsledku výzdvihu, chladnutia a dekompresie otvárali trhliny pri extenznej zložke napäťového tenzora (σ_3) v subvertikálnom smere. Dôkazom neskoršej rejuvenizácie tejto iniciálnej frakturácie je, že v mladších etapách niektoré nadobudli strižný charakter. Preto žily pegmatitu a aplitu bývajú lemované strižnými poruchami, ktoré majú charakter mylonitových zón, teda plastickejšej deformácie. Tá zrejme pokračovala v podpovrchových podmienkach pri vykleňovaní plutónu. Všetky mierne sa ukláňajúce mylonitové zóny majú jednoznačne poklesový charakter dokladajúci extenzné podmienky pri vykleňovaní masívu. Po tomto relatívne najstaršom extenznom období sa uplatnením vonkajšieho tektonického napätia vyvolaného regionálnymi tektonickými udalosťami skomplikovala stavba telesa vznikom celej skupiny rupturálnych deformácií väčšinou strižného charakteru. Súčasne s formovaním ruptúr v povrchových podmienkach sa uplatnila hypergenéza prenikajúcimi fluidami pozdĺž ruptúr, ktorými sa povrch alterovanej horniny značne zväčšil. V poruchách vznikla ílová výplň ako rezíduum po zvetraní živcov. Íl značne uľahčil pohyby na poruchách znížením trenia a zároveň sa týmito pohybmi pretláčal do väčšej hĺbky a ďalších porúch, takže je čiastočne alochtónneho pôvodu. Vďaka ílovej výplni znižujúcej trecí odpor sa rejuvenizovali aj poklesové pohyby pozdĺž starých mierne uklonených mylonitových zón. Tým možno vysvetliť usekávanie relatívne mladších strižných ruptúr na týchto zónach.

Kombináciou drobnoštruktúrnych pozorovaní a analýzy stavby širšej oblasti sme určili sukcesiu štruktúr. Všetky zlomy v určitom období fungovali ako poklesové štruktúry. Na najstarší devínsky systém bol naložený lamačský systém a obidva uľal malokarpatský okrajový zlom a jeho systém. Malokarpatský zlomový systém umožnil vyklenutie malokarpatského hrastu. Vzhľadom na vek miocénnych sedimentov na vyzdvihnutých kryhách sa najmladšie pohyby udiali po vrchnom bádene.



Obr. 9. a - diagram kinematicky identifikovaných mezoskopických fraktúr zo štruktúrneho úseku A, B, C. Najmladšie sú vyznačené najhrubšími, najstaršie najtenšími oblúkmi, b, c, d - smery maximálnych kompresných (σ_1) a extenzných (σ_3) napätí vypočítané metódou superponovaných kompresných a extenzných sektorov. Kontúry vyjadrujú 0 - 20 - 70 - 100 % superponových kompresných sektorov (husté šrafovanie).

Fig. 9. a - diagram of kinematically recognized mesofaults from structural sections A, B, C, which were used to stress-field analysis. Youngest are drawn by thick line, oldest by thin line, b, c, d - directions of maximum compressional and extensional stress computed by method of superposed compressional dihedrons. Contours lines represent 0 - 20 - 70 - 100 % of accumulated superposed compressional sectors (ornamented areas).

Lamačská brána sa mohla ešte zvýrazniť aj počas miocénno-pliocénnej kompresie smeru SSZ - JJZ, indikovanej v karpatsko-panónskej oblasti (Fodor et al., 1990).

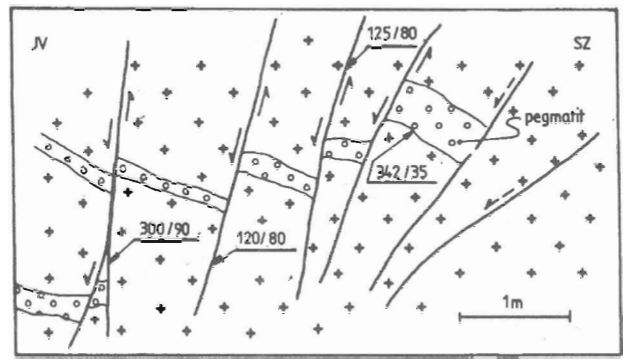
Keďže sme nepoužili nijaké exaktné geochronologické metódy, o veku deformácií uvažujeme iba na základe analógie s inými porovnateľnými terénmi v podobnom geotektonickom postavení. Simpson et al. (1982) uvádzajú, že plastické strižné zóny v granitoidoch severovýchodného Španielska sú hercýnskeho veku a rupturálne deformácie sú mladšie, ale aj tie považujú za hercýnske. Ekvivalentmi týchto deformácií v bratislavskom masíve sú mierne uklonené rupturálno-plastické strižné zóny a strmé rupturálne strižné poruchy. V našom prípade sa vynára otázka, ktoré poruchy sú produktom hercýnskeho a ktoré alpínskeho cyklu. Gorek (1967) pokladá ploché mylonitové zóny v granitoidoch Vysokých Tatier za hercýnske. Predpokladáme, že to môže platiť aj v prípade granitoidného telesa bratislavského masívu. Relatívne mladšie strmé rupturálne poruchy môžu byť alpínske, čo vyplýva aj z analýzy paleonapätí (pozri nižšie). Opisujú sa ako alpínske aj v granitoidoch Krivánskej Fatry (Wunder, 1987). K alpínskemu veku strmých rupturálnych porúch včítane puklín v nízkotatranskom granitoidnom telese sa prikláňa aj Siegl (1970).

Rekonštrukcia paleonapätí

Smery pôsobenia vonkajších, t.j. tektonických napätí, ktoré deformovali granitoidné teleso, sme rekonštruovali podľa kinematického charakteru rupturálnych porúch. Zmysel pohybov pozdĺž porúch sme dešifrovali buď podľa morfológie povrchu tektonických zrkadiel, alebo podľa pozorovateľných posunov markerov. Na obr. 5c je napr. zachytený povrch tektonického zrkadla reprezentujúci tzv. PO kritérium (Petit, 1987), dokladajúce dextrálny posun. Obr. 10 znázorňuje poklesy indikované odhadzovaním žily aplitu.

Pri analýze smeru kompresie sme použili počítačový program, ktorý je aplikáciou metódy Angeliera a Mechlera (1977). Nevýhodou tejto metódy superponovania kompresných sektorov je, že jednotlivé populácie porúch vznikajúcich v rozdielnych napäťových režimoch treba odseparovať vizuálne, a tak sa analýza zaťažuje subjektívnym faktorom.

Smery paleonapätia sme vypočítali z údajov štruktúrnych úsekov A, B, C, kde sme pozorovali



Obr. 10. Poklesy indikované posunom pegmatitových žíl.
Fig. 10. Normal faults indicated by offsets of the pegmatite veins.

niekoľko generácií kinematicky viac-menej spoľahlivo definovaných rupturálnych porúch (obr. 9a).

Rozlíšili sme tri kompresné etapy vzniku, resp. aktivizácie ruptúrnych porúch charakterizované smerom maximálneho kompresného napätia σ_1 (obr. 9b, c, d). Za najstaršiu etapu kompresie považujeme kompresiu smeru SZ - JV, resp. ZSZ - VJV. V rámci nej predpokladáme vznik sinistrálnych posunov na poruchách smeru SZ - JV a dextrálnych posunov smeru V - Z.

Väčšina porúch vyplnených ílom má smer SV - JZ a nesie stopy sinistrálnych smerných posunov aj poklesov. Takéto smerné posuny sa mohli aktivizovať pri kompresii orientovanej S - J, resp. SSV - JJZ, ktorá neskôr, keď sa na zlomoch SV - JZ smeru uplatnili mladšie poklesové pohyby, zrotovala do smeru SV - JZ. Sukcesiu starších smerných posunov a mladších poklesov na poruchách smeru SV - JZ sme pozorovali aj priamo na odkryvoch.

Početné poruchy smeru S - J (resp. SSV - JJZ) vyplnené ílom často nesú stopy dextrálnych smerných posunov, ktoré sa aktivizovali tiež počas najmladšej etapy pri kompresii smeru SV - JZ. Sinistrálne posuny pozdĺž porúch smeru SZ - JV sa mohli rejuvenizovať aj v období kompresie smeru SV - JZ, keď sa mohli realizovať zistené pohyby prakticky na všetkých populáciách mezoskopických porúch.

Zložitý problém sukcesie dešifrovaných etáp sme riešili na základe terénnych pozorovaní, ale aj porovnaním so smermi kompresie v terciérnych napäťových poliach širšej oblasti (Nemčok et al., 1989).

Rekonštruovaním paleonapätí zo štruktúrneho záznamu v granitoidoch bratislavského masívu sme získali zhruba podobný obraz, aký poskytujú štruktúry mladoterciérnych hornín. Rupturálne deformácie

vznikali, resp. sa aktivizovali v pravostranne (v smere hodinových ručičiek) rotujúcej tangenciálnej kompresii zo smeru SZ - JV do smeru SV - JZ. Podľa veku stuhnutia granitoidného telesa rupturálne poruchy nemôžu byť staršie ako permské alebo triasové. Predpokladáme, že väčšina ruptúr je ešte mladšia, a to terciérneho veku, keď sa mohli vytvárať v pripovrchových štruktúrnych horizontoch. "Mladosť" rupturálnych porúch dokazujú aj stopy strižných pohybov (ryhovania) priamo na mäkkej ílovej výplni (obr. 8c), ktorá sa pokladá za najmladší produkt (McEwen a Hillary, 1985). Relatívne najstaršia kompresia smeru ZSZ - VJV je porovnateľná s paleogénno-spodnomiocénnou, relatívne najmladšia etapa kompresie smeru SV - JZ so strednomiocénnou kompresiou zaregistrovanou v mladoterciérnych horninách.

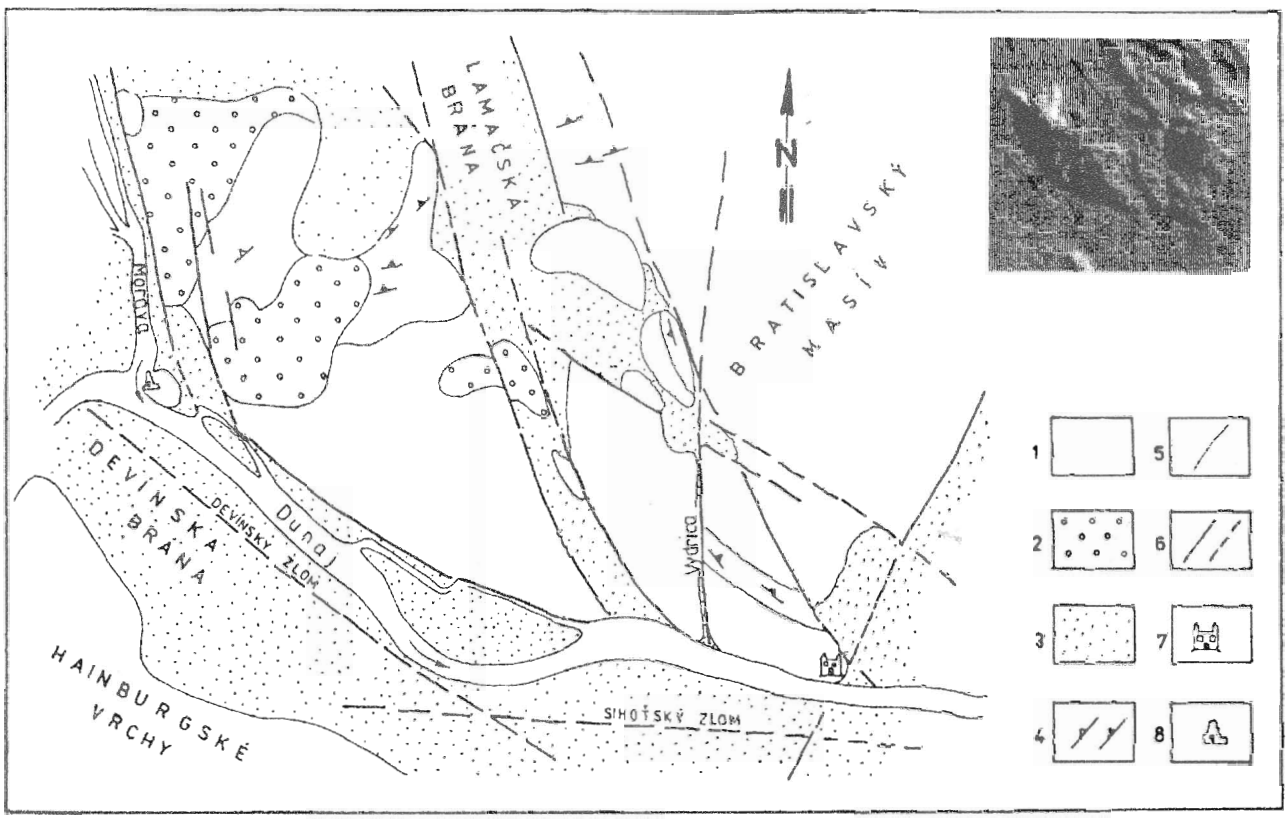
Diskusia

Drobné disjunktívne štruktúry sú odrazom regionálnych štruktúr. V bezprostrednej blízkosti študovaného územia treba očakávať rozhranie vyššieho radu medzi karpatským, alpským a panónskym blokom, teda mobilnú zónu deformujúcu okraje blokov. Táto časť kryštalinika Malých Karpát je skutočne silne porušená zlomami. V sledovanom priestore sa evidentne pretínajú až štyri systémy zlomov (obr. 1) reprezentujúce dôležité štruktúrne smery. Eróziou vypreparovaný blokový charakter stavby vyniká na iluminovanom reliéfe územia (obr. 11 vpravo hore). Bloky sú lemované poruchami devínskeho a lamačského zlomového systému, ktoré sú sledované morfologickými depresiami. Tvarom a usporiadaním pripomínajú smernoposuvné duplexy (v zmysle Woodcocka a Fischera, 1986) aranžované ako extenzné duplexy v zóne devínskeho zlomu v dextrálnom režime. Dextrálne posuny sudetského smeru sú opísané z celého areálu Západných Karpát aj z panónskej oblasti (Csontos et al., 1991). Spolu so sinistrálnymi posunmi smeru SV - JZ tvoria párový systém, ktorým sa mohli najlepšie relaxovať napätia a pohyby spôsobené strednomiocénnou severojužnejšou konvergenciou alpskej a európskej litosférickej platne.

Vzhľadom na zistené miocénne rotácie blokov v susedných oblastiach karpatsko-panónskej oblasti treba počítať s týmto fenoménom aj v Malých Karpatoch, ale z tejto oblasti nie sú údaje o rotáciách paleomagnetických pólov, a preto možno o rotácii uvažovať len modelovo. Je veľmi pravdepodobné, že v období kompresie smeru SV - JZ rotoval ľavostranne aj kryštalický blok Malých Karpát. V areáli Brezovských Karpát takáto rotácia nastala v sinistrálnej strižnej zóne smeru VSV - ZJZ (Marko et al., 1991), avšak jej ekvivalent na južnom okraji Malých Karpát nenachádzame. Úlohu južného okrajového zlomu rotujúceho megabloku kryštalinika Malých Karpát mohol zohrať práve devínsky zlomový systém v dextrálnom režime, pričom dextrálne posuny smeru S - J by boli proces rotácie uľahčili.

Diskutabilné zostáva postavenie a význam mierne uklonených rupturálno-plastických strižných zón, ktoré vytvárajú akúsi doskovitú stavbu granitoidného telesa. Tá je známa z viacerých jadrových vrchov Západných Karpát. V našom prípade by tieto mylonitové zóny orientáciou dobre zodpovedali západovergentným prešmykom, ktoré by mali tvoriť suitu príkrovového nasunutia šupiny malokarpatského kryštalinika na obalové mezozoikum (Plašienka et al., 1991). Prekvapujúce je, že opisované mylonitové zóny majú poklesový charakter, čo protirečí súčasnej interpretácii kriedovej stavby. Ak sa nemajú ignorovať dôkazy násunu malokarpatského kryštalinika na jeho obal, treba toto protirečenie vysvetliť. Okrem mechanizmu skĺzavania pri vykleňovaní plutónu sa núka niekoľko ďalších riešení. Inkriminované plocho uložené poklesy mohli byť pôvodne východovergentnými prešmykmi, ktoré zrotovali okolo horizontálnej osi do dnešnej pozície, simulujúcej ich poklesový charakter. Rotáciu - tilting (výzdvih západného a ponorenie východného okraja) bloku kryštalinika by mohli indikovať bádenské sedimenty na Kobyle vysoko vyzdvihnuté nad úroveň bazénov. Ale ani takéto prešmyky dobre nezapadajú do dnes akceptovanej stavby. Ich geometrickým, ale nie kinematickým ekvivalentom v hlbinnej stavbe by mohli byť mierne na Z sa ukláňajúce poruchy, ktoré sa v hlbinnom seizmickom profile 3T interpretovali ako poklesy (Tomek et al., 1987).

Vo svetle najnovších poznatkov o neoalpínskej kinematike alpsko-karpatského tektogénu (Neubauer a Genser, 1990; Ratschbacher et al., 1991) je najefektívnejším vysvetlením genézy mierne uklonených poklesov gravitačná tektonika. V súčasnosti sa vysvetľuje vypĺňanie karpatského priestoru gravitačným skĺzavaním vrchnej kôry na V mechanizmom tzv. gravitačného spredingu práve pozdĺž mierne uklonených poklesov. Mierne na V sa



Obr. 11. Bloková stavba južného okraja bratislavského masívu. 1 - morfologické elevácie, 2 - miocénne sedimenty na elevániách, 3 - morfologické depresie vyplnené kvartérnymi a nerozlíšenými klastikami, 4 - foliácie v mezozoických horninách a kryštalických bridliciach, 5 - litologické rozhrania, 6 - zlomy, 7 - Bratislavský hrad, 8 - zrúcaniny hradu Devín.
Fig. 11. Block character of the southern rim of Bratislava granitoide body. 1 - morphological elevations, 2 - miocene sediments covering morphological elevations, 3 - morphological depressions filled by quaternary and non recognized sediments, 4 - foliations of mesozoic and crystalline rocks, 5 - lithological boundaries, 6 - faults, 7 - Bratislava castle, 8 - ruins of Devín castle.

ukláňajúce poklesy, ktoré sme pozorovali, do tohto modelu výborne zapadajú. Zrejme pôvodne vznikli v hlbších horizontoch, pretože majú charakter mylonitových zón.Výzdvihom a eróziou malokarpatského hrastu sa dostali na povrch a pri jednotlivých tektonických impulzoch sa mohli rejuvenizovať v pôvodnom kinematickom režime. Touto interpretáciou strácame jediného zástupcu hercýnskych disjunktívnych štruktúr, lebo tektonický únik jednotiek z alpského priestoru je terciérnou záležitosťou. Ale najpravdepodobnejšie je, že sú to alpínsky rejuvenizované hercýnske štruktúry, ktoré vznikli buď pri chladnutí granitoidného telesa, alebo sú prvkami zdedenej anizotropie plášťa (pozri depozičnú afinitu žilných hornín k foliačným plochám).

Záver

Bratislavský granitoidný masív na južnom okraji silne porušujú rupturálne a rupturálno-plastické deformácie. Osobitne intenzívne rozbitý granit je v doline Vydrica pozdĺž smeru zlomu S - J, a najmä na prieseku so sihotským zlomovým systémom. Najintenzívnejšie porušenie kryštalického fundamentu sa dá očakávať na pravom brehu Dunaja v oblasti Pečne, kde sa všetky významné poruchy zbiehajú.

Rupturálne deformácie porušujúce masív sú generálne strmo uklonené a tvoria suitu regionálnych zlomov. Najpočetnejšie sú poruchy smeru SV - JZ paralelné s malokarpatským okrajovým zlomom, ktorý usekáva ostatné štruktúry.Dominantné postavenie majú smernoposuvné mezoskopické poruchy. Vznikli v troch etapách pravostranne rotujúcej kompresie, ktoré sú porovnateľné s etapami regionálnej kompresie miocénneho obdobia zo širšieho okolia. To je hlavný argument v prospech terciérneho veku pohybov pozdĺž rupturálnych porúch. Ale mnohé zrkadlá mávajú na povrchu novotvorené fylosilikáty, ktoré predpokladajú vyššie metamorfné podmienky, aké možno v pripovrchových pod-

mienkach miocénneho obdobia ťažko predpokladať.

Plocho uložené rupturálno-plastické mylonitové strižné zóny sú pravdepodobne staršieho založenia, ale využili sa na pohyby pri mladších tektonických udalostiach. Tieto poruchy vytvárajú doskovitú stavbu žulového masívu, opísanú z viacerých kryštalických jadier Západných Karpát. Majú jednoznačne poklesový charakter, dobre zapadajúci do modelu gravitačného spredingu, ktorý sa predpokladá pri terciérnom úniku Karpát z alpského priestoru do dnešnej pozície. V týchto strižných zónach nastala dynamická rekryštalizácia a vznikla mylonitová bridličnatosť, čo predpokladá hlbinnejšie podmienky (cca 350 °C a hĺbka 5 km). Ich dnešná pozícia je výsledkom vyklenutia malokarpatského hrastu a erózneho zrezu kombinovaného so sklzavaním paketov kryštalinika do otvárajúcich sa neogénnych sedimentačných priestorov. Vzhľadom na relatívne krátke obdobie výzdvihu malokarpatského hrastu je predpokladané množstvo oderodovanej kôry enormné. Výsledky analýz apatitov FT metódou (Kráľ, 1977), z ktorých vyplýva erózia najmenej (!) 3 km stĺpca hornín v niektorých jadrách len za posledných 20 mil. rokov, však tento predpoklad verifikujú.

Literatúra

Angelier, J. & Mechler, P. 1977: Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bull. Soc. Geol. France, 7, 19, 6, 1309 - 1318.*

Burg, J. P., Iglesias Ponce, D. & Leon, M. 1985: Pressure solution structures in a granite. *J. Struct. Geol., 7, 3/4, 431 - 436.*

Cambel, B. 1956: Tektonity malokarpatských granitoidných hornín. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 1 - 2, 143 - 189.*

Cambel, B. & Vilinovič, V. 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Veda, Bratislava, 148.*

Cobbold, P. R., Gapais, D. & Rossello, E. A. 1991: Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *J. Struct. Geol., 13, 7, 743 - 758.*

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L. 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics, 199, 73 - 91.*

Cymerman, Z. 1989: Charakterystyka i znaczenie lineacji ekstensyjnej. *Przegl. geol. (Warszawa), 10, 488 - 494.*

Čepek, L. 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu Čsl. Dunaje. *Sbor. Ústř. Úst. geol., 12, 33 - 64.*

Engelder, T. 1987: Joints and shear fractures in rocks. *In: Atkinson, R. K. (Ed.): Fracture mechanics of rocks.*

Fodor, L., Marko, F. & Nemčok, M. 1990: Evolution microtectonique et paleo-champs de contraintes dans le bassin de Vienne. *Geodyn. Acta, 4, 3, 147 - 158.*

Gorek, A. 1967: Povaha poruchových pásiem v kryštaliniku Vysokých Tatier a ich odraz v tektonickom vývoji mezozoických sérií. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., Bratislava, 12, 5 - 12.*

Hraško, L., Bezák, V. & Klinec, A. 1981: Geologicko-tektonická štúdia PVE Devínsky lom. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript - archív Geofond.*

Jakál, J., Lacika, J., Stankoviansky, M. & Urbánek, J. 1990: Morfoštrukturnyj analiz gornogo massiva Malych Karpat. *Geomorfologija (Moskva), 4, 97 - 109.*

Jaroszewski, W. 1985: Magmatic-tectonic jointing in granitoids of the Tatra Mts. *Acta geol. pol., 35, 1 - 2, 173 - 187.*

Kelley, S. P. & Powell, D. 1985: Relationship between marginal thrusting and movement on major, internal shear zones in the Northern Highland Caledonides, Scotland. *J. Struct. Geol., 7, 2, 161 - 174.*

Kráľ, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 269 - 276.*

Lister, G. S. & Snoke, W. A. 1984: S-C Mylonites. *J. Struct. Geol., 6, 6, 617 - 638.*

Lukniš, M. 1955: Zpráva o geomorfologickom a kvartérne geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, VII, 3 - 4, 214 - 226.*

McEwen, J. & Hillary, E. 1985: Early fracture evolution within the Eye - Dashwa Lakes pluton, Atikokan, Ontario, Canada. *J. Struct. Geol., 7, 5, 591 - 603.*

Myslil, V. 1958: Nové poznatky o geológii a hydrogeológii bratislavského Podunají. *Věst. Ústř. Úst. geol., 33/2, 119 - 125.*

Neubauer, F. & Genser, J. 1990: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 120, 203 - 219.*

Petit, J. P. 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol., 9, 5/6, 597 - 608.*

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

Platt, J. P. 1984: Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol., 6, 4, 439 - 442.*

Rajlich, P. 1990: Tektonika strižných zón. *Mineralia slov., 22, 1 - 17.*

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1983: The techniques of modern structural geology. *1. Strain Analysis, Academic press, 307.*

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. & Cobbold, P. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps. *Part. I.: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics, 10, 2, 245 - 266.*

Siegl, K. 1970: Štruktúrna analýza ďumbierskeho kryštalinika. *Manuscript - Geofond Bratislava.*

Simpson, C. 1985: Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol., 7, 5, 503 - 511.*

Simpson, C., Carreras, J. & Losantos, M. 1982: Inhomogeneous deformation in roses granodiorite, N. E. Spain. *Acta geol. hispanica, 17, 4, 219 - 226.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R. & Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. Roy, astron. Soc., 89, 383 - 388.*

Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. & Vozár, J. 1987: Stručné vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 Veľká Bratislava - Sever. *GÚDŠ Bratislava, 133.*

Vollbrecht, A., Rust, S. & Weber, K. 1991: Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria, Germany. *J. Struct. Geol., 13, 7, 787 - 799.*

Wise, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J. T., Geiser, A. P., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A. L. & Schamel, S. 1984: Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology, 12, 391 - 394.*

Woodcock, N. H. & Fischer, M. 1986: Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol., 8, 7, 725 - 738.*

Wunder, D. 1987: Príspevok ku granitovej tektonike Kривánskej Fatry. Geol. Práce, Spr., 86, 165 - 171.

Postintrusive deformation from southern border of Bratislava granitoide massif (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians)

Studied area is built by late orogene granitoides with relicts of a crystaline envelope. The age of strongly fractured granitoide body is 340 Ma (Cambel and Vilinovič, 1987). Earlier known block fabric of southern rim of Bratislava massif (Čepek, 1938, Myslil, 1958) was confirmed by geological mapping (Hraško et al., 1981; Vaškovský et al., 1987) and by geomorphological investigation (Lukniš, 1955). Distinctive block character of the area is conspicuous also in radar image (Fig. 11 right upper corner). Blocks are arranged as extensional duplexes (int the sense of Woodcock and Fischer, 1986) of NW - SE trending dextral shear zone rimmed southern border of Malé Karpaty Mts. Such strike-slips are typical for whole realm of Western Carpathians and Pannonian area (Csontos et al., 1991). Together with NE - SW trending sinistral strike-slips they create conjugate fault system which was active in the Middle Miocene convergence of African and North European lithospherical plate.

Analysed mesoscopic faults create two groups, steeply dipping and gently dipping (Fig. 2). Faults are products of brittle or brittle-ductile type of deformation. Products of brittle deformation are slickensides, joints, tension fractures, which are generally steeply dipping. Dominant are NE - SW, resp. NNE - SSW trending ones.

Representants of brittle-ductile deformations are gently dipping disjunctions (Fig. 2, 3e) with typical mylonite fabric. These have been already described in granitoides of many other areas (Simson, 1985; Simpson et al., 1982) as simple shear deformations in metamorphic conditions of green facies.

According kinematical indicators gently dipping brittle-ductile shear zones of southern border of Bratislava massif are normal faults (Fig. 4, 6).

High angle and low angle disjunctions were described also in granitoides of other parts of Western Carpathians (Gorek, 1967; Siegl, 1970; Jaroszewski, 1985; Wunder, 1987). Low angle mylonite zones are generally regarded as Hercynian and younger steeply dipping brittle faults are regarded as Alpine structures. In southern part of Bratislava granitoide body we suppose the similar age relations. The Alpine age of brittle fractures support also results of paleostress analysis based on analysis of fault-slip data. NW - SE trending tangentional compression later twisted to NE - SW direction derived from brittle faults of Bratislava massif (Fig. 9) is similar to compression history derived from Miocene structures of a surrounding area.

Open question remains origin of gently dipping brittle-ductile normal faults which create stratiform-like fabric of granitoide body. We suppose these are rejuvenized old structures which were utilized as sliding surfaces during so called Alpine gravitational spreading (Neubauer and Genser, 1990; Ratschbacher et al., 1991). These motions were realized in deeper structural horizons and thanks to rapid uplift and erosion of Malé Karpaty Mts. horst low angle mylonite shear zones appeared on present-day surface.

INFORMÁCIA

29. medzinárodný geologický kongres

(Kjóto, Japonsko, 24. 8. - 3. 9. 1992)

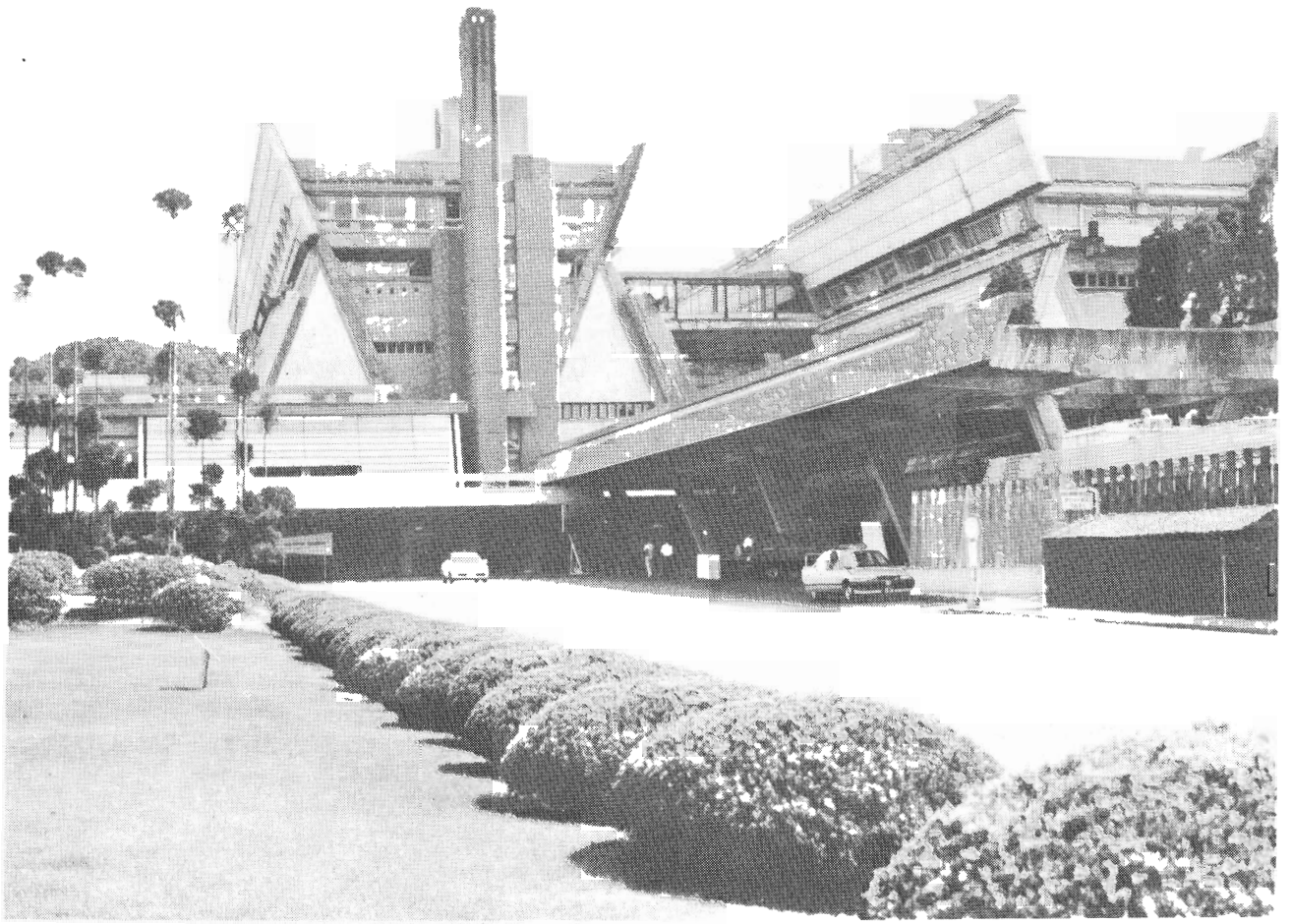
29. medzinárodný geologický kongres (prvý bol už roku 1878) sa konal v Kjóte na ostrove Honšú v Japonsku 24. augusta - 3. septembra 1992. V tomto prípade od posledného kongresu vo Wa-shingtone roku 1989 uplynuli nie tradičné štyri, lež iba tri roky.

Kjóto, asi dvojmiliónové rušné a zároveň na históriu bohaté moderné mesto s niekoľkými univerzitami, privítalo skoro 4000 účastníkov z 87 krajín všetkých kontinentov. Je prirodzené, že zastúpenie svetadielov aj krajín bolo veľmi nerovnomerné. Najviac bolo geovedcov z usporiadateľského Japonska (1500), najmä z USA (asi 350), krajín bývalého ZSSR (asi 300) a z Číny (asi 280). Z ČSFR sa na kogrese zúčastnilo 17 odborníkov rozličného profesijného zamerania, z toho 6 (vrátane dvoch súkromných podnikateľov) zo Slovenska.

Kongres prebiehal v modernej, ale na typické prvky japonskej architektúry bohatej Kjoto International Congress Hall - (KICH) na severnom okraji mesta či mestskej aglomerácie. Šesťpodlažná klimatizovaná budova poskytla dostatok priestoru pre desiatky simultánne prebiehajúcich sympózií (spolu okolo 300), výstav (66), workshopov (9), krátkych kurzov (4), na rokovanie rozličných komisií a výborov, panelových prezentácií, ale aj na vystavy kníh, máp, prístrojov, na festival odborných filmov (škoda, že filmy našich autorov, napr. Vulkány Kamčatky a ďalšie, medzi nimi chýbali), na ponuku softwarov a i.

29. medzinárodný geologický kongres slávnostne otvoril korunný princ japonského cisárstva Jeho Cisárska Výsosť Naruhito. Účastníkov privítal aj pán Kozo Watanabe, minister pre medzinárodný obchod a priemysel (do pôsobnosti jeho ministerstva patrí aj Štátna geologická služba Japonska).

Vývoj a hlavné úspechy geologických vied za obdobie od posledného kongresu zhodnotil prof. U. G. Cordani, prezident Medzinárodnej únie geologických vied. Zasadnutie kongresu sa tešilo stálej pozornosti prostriedkov masovej komunikácie, čo je prirodzené, lebo každodenný život usporiadateľskej krajiny ovplyvňuje aktivita vulkánov, časté zemetrasenia či iné prírodné katastrofy.



Obr. 1. Kyoto International Congress Hall - miesto konania 29. Medzinarodného geologického kongresu.

Zasadnutím 29. medzinárodného geologického kongresu v Japonsku sa po prvý raz v histórii realizoval zámer usporiadať takýto kongres v zóne ostrovného oblúka.

Vedecký program kongresu sa zameral na dve oblasti:

1. na históriu Zeme od jej vzniku po vývoj ostrovných oblúkov a aktívnych okrajov kontinentov a

2. na výsledky geovedných štúdií nevyhnutných pre rozvoj ľudstva, podmienených najmä otázkami získavania dostatku energie, zdrojov, prírodných katastrof a environmentálnych problémov.

Z medzinárodného hľadiska významné boli dve zasadnutia koncilu Medzinárodnej únie geologických vied (IUGS). Z našej delegácie sa na nich zúčastnil D. Hovorka. Na zasadnutiach boli na diskusiu a schválenie predložené správy o činnosti niekoľkých komisií IUGS a boli zvolení noví funkcionári IUGS. Namiesto doterajšieho prezidenta prof. U. G. Cordaniho (Brazília) sa prezidentom stal prof. W. S. Fyfe (Kanada), generálnym tajomníkom zostal R. Brett (USA) a sekretariát IUGS bude mať naďalej sídlo v nórskom Trondheime.

Spomedzi uchádzačov o usporiadanie 30. medzinárodného geologického kongresu (1996) "víťazne" vyšla Čína, a to napriek tomu, že opätovne pôjde o kongres na ázijskej pôde. Koncepčná diplomatická aktivita Číny na rozličných medzinárodných fórach (UNESCO vrátane) spôsobila, že práve Peking, nie Argentína, najvážnejší protikandidát, bude v auguste 1996 hostiť geovedcov z celého sveta. Dá sa očakávať, že hlavnou témou pekinského kongresu budú rozličné typy kontinentálnych kolízií. Domnievame sa, že by sa geologická komunita už teraz mala zamýšľať nad tým, s čím sa na najbližšom kongrese bude prezentovať západokarpatská geológia.

Celkovú atmosféru zasadnutia 29. medzinárodného geologického kongresu azda najvýstižnejšie zhodnotil Simon Wallis (absolvent univerzity v Cambridgei, štipendista európskych spoločenstiev v Japonsku), keď v záverečnom Spravodajcovi 29. IGC uviedol, že aj keď sa v poslednom čase v Kjóte na tom istom mieste konalo viac svetových kongresov a medzinárodných konferencií, časté sandále a rozopnuté košele (ba dokonca aj pestrofarebné "bermudy" na tomto kongrese navodili medzi účastníkmi vrcholného svetového fóra vedcov o abiotickej Zemi neformálnu a veľmi priateľskú atmosféru.

Ako dôvetok si dovoľujeme parafrázovať známe "ideme do Európy" želaním: "len čo sa nám podarí dostať do Európy nezastavme sa, ale sa pokúsme dostať do Ázie, do Japonska". Osvojme si to, lebo iba ak sa tak stane, pôjdeme dopredu !

D. Hovorka a M. Rakús

Mineralia slovaca, 24 (1992), 381 - 391

Nízkoteplotné metasedimenty kraklovskej formácie veporického kryštalinika (Západné Karpaty)

SERGEJ PETROVIČ KORIKOVSKIJ[1] a OTO MIKO[2]

[1]Ústav geológie rudných ložísk, petrografie, mineralógie a geochémie, Ruská akadémia vied, Staromonetnyj per. 35. 109 017 Moskva. Rusko - SNŠ
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 16. 7. 1992, revidovaná verzia doručená 7. 8. 1992)

Low-temperature metasediments of Kraklová formation of Veporic crystalline (West Carpathians)

The rocks outcroping sw. of Brezno-town formerly considered as alpine diaphtorites pre-Cambrian ? high metamorphic rocks are in reality metasediments - phyllites and metasandstones. These rocks originated by progressive Variscan low-temperature metamorphosis of Lower-Paleozoic clay and sandy-clay sediments. Metaaleurites, metaarcoses and metagraywackes are also present here. Metasediments together with rare products of volcanism form a part of the Lower-Paleozoic volcano-sedimentary Kraklová formation.

There are primary textures and structures preserved in the rocks; stabile mineral association coresponds to the low-temperature part of greenschist facies (biotite subfacies); garnets and tourmalines have progressive zonality. The temperature of metamorphosis attained ~ 340 - 350 °C, the pressure 3,4 - 4 kbars, which corresponds to the burial depth of about 15 km.

Úvod

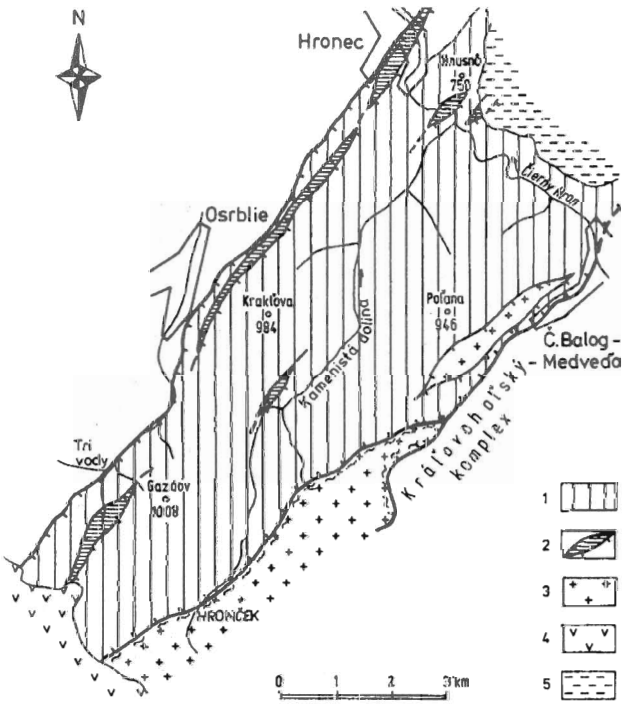
V komplikovanej a litologicky pestrej stavbe severozápadnej časti Veporských vrchov má kraklovské kryštalinikum významnú pozíciu. Buduje pásmo vystupujúce spod neovulkanického komplexu Poľany a tiahnuce sa na SV do údolia Čierneho Hrona. Pri Brezne je prekryté terciérnymi sedimentmi. Ďalej smerom na V, resp. na SV sú horniny kraklovskej zóny (Zoubek, 1931) jednak na území na juh od rieky Hron, ako aj vo východnej časti Nízkych Tatier.

Kontroverzia názorov na kraklovské kryštalinikum

Komplexy kryštalinika v sz. časti veporika oddávna púta pozornosť geológov. Táto oblasť sa vždy pokladala pre riešenie mnohých základných otázok stavby, veku, litológie a ďalších problémov vnútorných Západných Karpát za kľúčovú.

Už Štúr (1868) zistil, že jedno z tunajších pásiem budujú fylitické svory; Hauer (1869) ich považoval za staropaleozoické. Zoubek (1928) uvedené pásmo pomenoval fylitická, resp. fylitícko-svorová séria, neskôr (1930) brezensko-kraklovská zóna a roku 1931 definitívne kraklovská zóna. Názor o staropaleozoickom veku metamorfitov pásma pretrval až do konca 50-ych rokov. Zoubek (1959, 1960, ibid in: Máška a Zoubek, 1960) však neskôr prijal novú hypotézu o predkambrickom, staro-, príp. stredno-proterozoickom veku tatransko-veporického kryštalinika, ako aj o proterozoickom veku jeho metamorfózy. Aj Kamenický (1967) severoveporické kryštalické pásma zaradil do ním vyčlenenej jarabskej série obdobného veku.

Zoubek (1928) považoval horniny pásma najprv za progresívne nízkometamorfované, ale v práci z roku 1930 ich už opísal ako diaftority a ich premenu spájal s alpsko-karpatskými tektonometamorfnými procesmi. Roku 1935 odtiaľto uviedol komplex pararúl, resp. migmatitov spolu s ortoamfibolitmi, v nízkotatranskej časti aj porfyroidy(označené neskôr za permské) a žulu. Odlíšil tu tri stupne diaftorézy s nasledujúcimi produktmi: fylonity, t.j. najintenzívnejšie diaftoritizované pôvodné pararuly, diaftority a slabo diaftoritizované horniny. Podľa litologickej odlišnosti hornín a stupňa ich premeny obdobne rozčlenil kraklovské pásmo v jeho východnej časti Kubíny (1958). V prácach Zoubka a Kamenického (l.c.) sa horniny kraklovského pásma označujú ako polymetamorfity progresívne metamorfované za mezozonálnych až katazonálnych podmienok, pravdepodobne pri intraalgonkickej fáze vrásnenia. V spodných častiach komplexu sa predpokladala aj synkinematická migmatitizácia a metaso-



Obr. 1. Situačná schéma výskytu metasedimentov kraklovskej formácie v oblasti na JZ od Brezna (podklad prevzatý z práce J. Kamenického, 1977, upravený a doplnený). 1 - metasedimenty kraklovskej formácie, 2 - hronský komplex (ruly, amfibolity), 3 - granitoidy Hrončoka, 4 - neovulkanity, 5 - kvartér.

Fig. 1. The scheme of Kraklová formation metasediments occurrence in the area sw. of Brezno-town (based on J. Kamenický, 1977, adapted and completed). 1 - metasediments of Kraklová formation, 2 - Hron complex (gneisses, amphibolites), 3 - Hrončok granitoids, 4 - neovolcanics, 5 - Quaternary deposits.

matická granitizácia. Kamenický (1977) označil diaftorézu hornín ako alpínsku (mediteránna fáza), pripustil však aj množnosť uplatnenia sa kaledónskej a variskej diaftorézy (bretónska a sudetská fáza). Na druhej strane Klinec (1966) zahrnul metamorfity uvedenej oblasti do hronského komplexu a existenciu alpínskej diaftorézy veporických komplexov kryštalinika v regionálnom rozsahu vyhčil.

Podľa Kamenického (l.c.) kraklovské pásmo na JZ od Brezna budujú prevažne sericiticko-chloritické a chloriticko-sericitické bridlice. Podobne Hraško et al. (1987) odtiaľ uvádzajú fylonity s variujúcim obsahom sericitu, chloritu a albitu, ďalej grafitické fylonity, ako aj metamorfované produkty kyslého a bázického vulkanizmu (granitové porfýry až granodioritové porfyrity, zelené bridlice, amfibolické ruly a amfibolity). Spišiak a Pitoňák (1988) upozornili na vysoký obsah klinzoizitu vo fylonitoch (fylitoch) vystupujúcich v južnej časti Jubietovského pásma spolu s granitovými porfýrmi. Výskyty fylonitov z okolia hrončockej intrúzie spomína aj Čillík et al. (1984).

Rozvoj geochronologického a biostratigrafického (palynologického) výskumu komplexov kryštalinika v 70-ych rokoch spôsobil "krízu" prekambria. Geochronologické údaje o kryštaliniku sú doteraz iba z iných oblastí, ale priamo v horninách kraklovského kryštalinika z východnej časti Nízkych Tatier sa konštatovala prítomnosť zachovaných organických zvyškov, primárnych textúr aj štruktúr, nízkoteplotných asociácií metamorfogénnych minerálov, ako aj výskyty kremeňovo-turmalinických hornín obsahujúcich turmalín dravitovo-skorylového radu (Klinec, Planderová a Miko, 1975; Planderová a Miko, 1977; Miko a Hovorka, 1978; Hovorka a Miko, 1981; Miko, 1981). Pomocou grafitového geotermometra sa stanovila maximálna teplota premeny spomenutých hornín nepresahujúca 400 - 450 °C (Šengelia et al., 1978). Ide teda jednoznačne o staropaleozoickú jednotku postihnutú iba nízkoteplotnou premenou. Uvedené poznatky akceptoval aj Zoubek (1979); Kamenický (1980, 1982a, b) pripustil existenciu staropaleozoickej jednotky v tektonickom nadloží ním charakterizovaných prekambrických sérií. V práci z roku 1983 Kamenický a Kamenický do prekambria zaradili len pararuly a ortoruly, synkinematické migmatity a ortoamfibolity, vystupujúce v západnej a severnej časti kraklovského pásma.

Poznatky o existencii staropaleozoických vulkanicko-sedimentárnych komplexov vo veporickom kryštaliniku kraklovského pásma vo východnej časti Nízkych Tatier a neskôr aj vo Veporských vrchoch na JZ od Brezna sa hromadili postupne počas systematického geologického výskumu v poslednom desaťročí. Prítomnosť metasedimentov postihnutých iba slabou metamorfózou, rôznych variet fylitov, vystupujúcich spolu s produktmi kyslého aj bázického vulkanizmu, sa uvádza v správach z listu Polomka a Mýto p. Ďumbierom. Existenciu hornín staropaleozoickej vulkanicko-sedimentárnej formácie v sz. časti veporika predpokladala aj Vozárová (1979). Vo východnej časti Nízkych Tatier sa definovalo staropaleozoické vulkanicko-sedimentárne súvrstvie Jánovho grúňa (Miko, 1981). K nemu patrí aj malý výstup kryštalinika pri Bystrej. Vo východnom pokračovaní kraklovského pásma Ivanička et al. (1986) a Bajaník et al. (1986) vyčlenili pásmo fylitov a svorových fylitov, osobitne aj zónu kremeňových fylitov. Považovali ich za stredné až vrchné sekvencie hronského komplexu. Podobné rozdelenie v jubietovskej časti veporického kryštalinika už skôr

urobil Vozár et al. (1982), pričom horniny na styku s kraklovským kryštalinikom označili ako pásmo chloriticko-muskovitických fylitov s telesami amfibolitov aj produktmi kyslého vulkanizmu (= subzóna diaftoritov Kamenického, 1966, resp. = subzóna diaftoritických svorov a fylonitov Kamenického, 1977). Vozár et al. (l.c.) tieto fylity pokladali za progresívne metamorfované horniny; stupeň premeny sa podľa ich názoru zvyšoval od J na S (fylity → svory → ruly).

Vo verzii geologickej mapy - list Brezno-4 (Hraško et al., 1987), znázorňujúcej podstatnú časť kraklovského pásma v širšom okolí Kamenistej doliny, sa naďalej spomínajú fylonity diaftoritického pôvodu. Tak vznikla paradoxná situácia, ktorá neumožňuje spojiť navzájom susediace listy geologických máp, a to nie v dôsledku rozdielnych názorov na stavbu kryštalinika, ale pre diametrálne odlišné náhľady na ich pôvod a procesy ich premeny.

V poslednom období sa objavili nové údaje o podmienkach premeny hornín veporického kryštalinika pomáhajúce objasnenie komplikovanej histórie vývoja geologických jednotiek vystupujúcich v oblasti, ktorú skúmame. Podľa Cambela et al. (1992) progresívna regionálna metamorfóza hornín hronského komplexu prebiehala pri teplote 560 - 600 °C a tlaku 2,75 - 3 kbar, pričom dosiahla podmienky granátovej, staurolitovo-andaluzitovej, príp. až staurolitovo-sillimanitovej zóny. Charakter retrográdnej premeny staurolitovo-granátovo-biotitových bridlíc hronského komplexu z lokalít na J a JV od Beňuša skúmal Krist et al. (1989). Premeny po kulminácii progresívnej fázy hercýnskeho metamorfného cyklu zaradili do nižšie-teplotnej fázy metamorfnej rekryštalizácie toho istého cyklu, t.j. vylúčili uplatnenie sa alpínskej rekryštalizácie.

Nízkostupňovú premenu hornín z Kamenistej doliny uvádza Spišiak et al. (1992). Vo fylitoch z vrtu VVH-41, 42 a 43 miestami okrem minerálnych asociácií charakteristických pre fáciu zelených bridlíc zistili aj prítomnosť karbonátov sideritovo-ankeritového zloženia metamorfogénneho pôvodu vzniknutých z primárnych karbonátov. Ich existencia indikuje nízkoteplotné metamorfné podmienky, pretože siderit býva pri vyšších stupňoch premeny nestabilný.

Termodynamické podmienky metamorfózy hornín kraklovského súvrstvia ani ďalších jednotiek sz. časti veporického kryštalinika sa doteraz neskúmali.

Nové poznatky z terénneho výskumu

Poukázali sme na kontroverznosť názorov na kraklovské kryštalinikum nahromadených v priebehu niekoľkých desaťročí, a tým aj na nevyhnutnosť riešiť ich. Kraklovské pásmo ležiace na JZ od Brezna a vystupujúce na ploche okolo 12 x 4 - 5 km je hlboko narezané údolím Kamenistého potoka a jeho bočnými prítokmi, zo SZ odkryté pravými svahmi údolia Osrblianky a z JV údolím Veľkej doliny. Na riešenie uvedených otázok je toto územie mimoriadne vhodné.

Počas terénneho výskumu sme odobrali vzorky z celej spomenutej plochy na mineralogicko-petrografický a biostratigrafický výskum. Zistili sme, že sa tu v kryštaliniku vyskytujú dve litostratigrafické jednotky. Prevažnú časť územia zapĺňajú metamorfované horniny postihnuté nízkym stupňom progresívnej premeny, lokálne obsahujúce aj produkty kyslého a bázického vulkanizmu. Okrem nich sa miestami vyskytujú ruly, migmatity a amfibolity patriace do vyššie metamorfovaného hronského komplexu.

Kraklovská formácia buduje podstatnú časť územia. Pôvodne išlo o vulkanicko-sedimentárne súvrstvie (predpokladaná mocnosť ~ 800m ?),v ktorom prevládajú metasedimenty rozličných variet. Opisujeme ich ďalej. Výskum paleovulkanických kyslých a bázických členov súvrstvia sa doteraz neskončil. Na základe poznatkov Planderovej (ústna informácia) možno metasedimenty súvrstvia pokladať za staropaleozoické.

Na definovanie uvedeného staropaleozoického vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia postihnutého premenami nízkeho stupňa a možnosť korelovať ho s ďalšími staropaleozoickými kompexmi Západných Karpát ponechávame mu pracovný názov "kraklovské súvrstvie" - podľa Kraklovej (kóta 984,3), ktorá je najvyšším vrcholom horského hrebeňa medzi dolinou Osrblianky a Kamenistou dolinou. Priestorová pozícia súvrstvia je zrejmá z priloženej situačnej schémy (obr. 1).

Hronský komplex. Na stavbe územia v sz. veporiku sa sčasti zúčastňujú aj horniny postihnuté progresívnou premenou vyššieho stupňa - až za pT podmienok amfibolitovej fácie, retrográdnou premenou a alpínskymi tektonodeformačnými premenami. Petrografický charakter neporušených hornín zodpovedá rule, lokálne obohatenej kremeňovo-živcovým mobilizátom až za vzniku migmatitov, ďalej ortorulám, ako aj amfibolitom.

Tab. 1
Minerálne zloženie niektorých fylitov a metapieskovcov z kraklovskej formácie
Mineral assemblages of some low-grade phyllites and schistose metasandstones from the Kraklova formation

Vz. č.	Qtz	Ms	Ser	Chl	Ab	Tur	Ilm	Mag	Cal	Pg
2(198)	+	+	+	-	+	-	-	+	-	-
3(154)	+	+	+	+	+	-	+	-	-	-
8(211)	+	+	+	+	+	-	+	-	-	-
19	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-
27	+	+	+	+	-	+	-	+	-	-
31	+	+	+	+	-	+	+	-	-	-
33	+	-	+	+	+	+	-	+	-	-
39(173)	+	+	+	+	+	-	+	-	-	-
48	+	+	+	+	-	-	+	-	-	+
51	+	-	+	+	+	-	-	+	+	-
(214)	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-

Tab. 2
Zloženie metasedimentov kraklovskej formácie
Chemical analyses of metasediments from the Kraklova formation

Vz. č.	3(154)	8(211)	39(173)	(214)	2(198)
SiO_2	46,56	50,88	58,14	85,59	87,14
TiO_2	0,49	0,73	0,45	0,15	0,26
Al_2O_3	30,39	25,40	24,20	8,10	6,80
Fe_2O_3	3,05	2,30	2,24	1,20	1,49
FeO	4,24	6,10	4,59	0,00	0,00
MnO	0,06	0,15	0,06	0,01	0,03
MgO	1,75	2,29	1,82	0,18	0,19
CaO	0,27	0,30	0,26	0,12	0,26
Na_2O	1,35	0,85	0,87	0,15	0,39
K_2O	5,28	5,02	4,31	1,88	1,34
P_2O_5	0,19	0,17	0,18	0,06	0,19
H_2O^+	5,49	4,81	2,09	2,84	1,26
H_2O^-	0,42	0,54	0,39	0,10	0,24
Spolu	99,54	99,54	99,60	100,38	99,59
$Al/Mg+Fe^{2+}$ $+ Fe^{3+} + K$ (at. %)	2,36	1,70	1,95	2,60	2,35

3(154) - JZ od Hronca, údolie oproti hájovni Gajdoška; 400 m VSV od k. 538,5. Ms(Ser)-Chl-Ilm±Ab-Qtz fylit s kremeňovými žilkami; 8(211) - Údolie Čierneho Hrona JJZ od Šiašova; zárez železnice 100 m VSV od k. 504,4. Striedanie sa Ms-Chl-Ilm-Ab±Grt-Qtz fylitov a metaaleurolitov s tenkými kremeňovými žilkami (Grt je na Mn a Ca bohatý almandín); 39(173) - Vrcholová kóta Kraklovej (984,3); 1,6 km JV od Osrblia. Tenké striedanie sa Ms(Ser)-Chl-Ilm±Ab-Qtz-Tur fylitu a metaaleurolitu s tenkými Qtz žilkami; (214) - Hrebeň SZ nad sútokom Čierneho Hrona s Kamenistým potokom; 250 m ZSZ od k. 494,5. Drobnozrnný metapieskovec bohatý na Mu(Ser)±Mag-Qtz; 2(198) - Dolina Hruškovo; 700 m JV od Smolovej (k. 1018,6); zárez cesty. Ser-Ab±rudy (limonitizované) - Qtz *drobnozrnný metapieskovec*. Vzorky analyzoval Ďuriš (chemické laboratórium GÚDŠ). Číslovanie v zátvorke - vzorky na liste Brezno-2 (in Klinec et al., 1987).

Kamenický (l.c.) zistil pararuly na západnom okraji Brezna a úzke pásma hornín medzi Osrblím a Hroncom, ako aj na sz. svahoch Veľkej doliny označil ako synkinematické migmatity. Podľa Hraška et al. (1987) biotitické pararuly ležiace uprostred fylonitov v oblasti Sedla predstavujú restity po rulách uchovaných pred účinkom naloženej retrográdnej metamorfózy.

Okrem uvedených výskytov sme obdobné horniny našli aj v priestore na JZ od Troch vôd, na pravom svahu doliny Prostredná a v údolí Čierneho Hrona v blízkosti Hronca. Hrubozrnné intenzívne porušené horniny obsahujúce veľké zrná živca, ktoré sa nachádzajú v okolí sedla na SV od Zemanovej (k. 866,1), označil Kamenický (l.c.) ako migmatity. Podľa našej mienky ide skôr o šupinu blastomylonitov granitoidov, ležiacu v sv. pokračovaní hrončockého telesa.

Výskyt hornín vyššieho stupňa premeny (ruly až migmatity, amfibolity), príp.granitoidov medzi horninami postihnutými len premenou nízkeho stupňa spolu s horninami mezozoika možno vysvetliť iba tektonickým zblížením - zavrásnením, ich "vmiesením" do komplexu fylitov kraklovského súvrstvia v rámci komplikovanej alpínsky sformovanej vrásovo-šupinovej stavby. Ich pozícia je takto vyjadrená aj v mape Klinca (1988).

Mineralogicko-petrografická charakteristika metasedimentov kraklovskej formácie

Na výskum metasedimentov bolo z kraklovského súvrstvia odobraných vyše 60 vzoriek. Na porovnanie sme spracovali aj niekoľko vzoriek fylitov z ľubietovskeho kryštalinika z oblasti na J a JV od Smolovej k. (1018,6). Detailný mineralogicko-petrografický výskum ukázal, že ide o progresívne metamorfované horniny postihnuté iba metamorfnou rekryštalizáciou nízkeho stupňa, v ktorých sa miestami uchovali zvyšky primárnych sedimentárnych štruktúr (blastopsamitická, blastoaleuritová a i.). Prevládajú chloriticko-muskovitické (sericitické) fylity, menej hojné sú na sľudu bohaté kremeňové a albiticko-kremeňové metapieskovce. Vyskytujú sa tu aj chloriticko-sericiticko-albiticko-kremeňové metadroby s karbonátmi (v Hronci a na SZ od Troch vôd), ďalej metaarkózy (napr. neďaleko ústia Kamenistej doliny do údolia Čierneho Hrona a v Hronci), ako aj metaaleurolity (na hrebeni Gajdošky, na V od Osrblia). Striedanie sa tenkých pásikov fylitov s metapieskovcami a metaaleurolitmi je časté a dá sa pozorovať aj priamo vo výbrusoch.

Minerálne zloženie metasedimentov je v tab. 1. Medzi hlavné minerály patria muskovit/sericit (20 - 60 %), chlorit (5 - 40 %), kremeň (5 - 30 %), albit

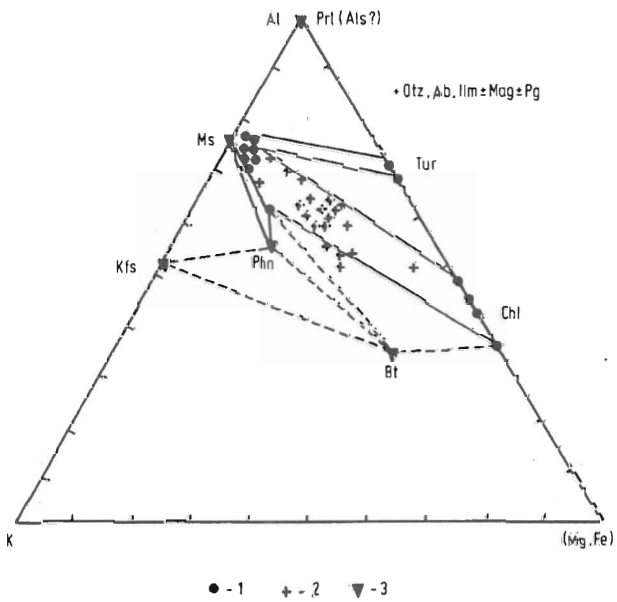
(0 - 15 %), paragonit (0 - 8 %). Sericit, muskovit, ako aj chlorit sú skoro vo všetkých vzorkách. Nevylučujeme existenciu svetlej sľudy viacerých generácií (hercýnska, alpínska). Hojný je aj albit. Vyšší obsah grafitizovaných organických zvyškov obsahujú vzorky z východnej časti pásma, z údolia Čierneho Hrona a z oblasti na SZ od Medveďova. Ilmenit je rovnomerne roztrúsený hlavne vo fylitoch; úplne chýba v metaarkózach, metaaleurolitoch, ako aj v mnohých na kremeň bohatých fylitoch, resp. metapieskovcoch. Turmalín sa našiel vo všetkých typoch metasedimentov, ale vyskytuje sa najmä v jv. časti územia. Pre zvetranie karbonáty vo vzorkách odobraných z povrchových odkryvov chýbajú a kalcit sa zistil iba v jednej vzorke. Spišiak et al. (1992) uvádzajú prítomnosť Fe-karbonátov (prevažne sideritu) v materiáli z vrtov. Limonitizované rudné minerály sú zastúpené dosť hojne na celom skúmanom území.

Ďalej stručne charakterizujeme skupiny metasedimentov.

Fylity obsahujú muskovit (sericit) - chlorit ± paragonit - kremeň. Často je v nich zvýšený obsah ilmenitu alebo turmalínu. Je pre ne typické drobné zvráskovatenie, zdôraznené často esovitým ohýbaním tabuľkovitých zŕn ilmenitu, kopírujúcich drobné vrásky kliváže. Muskovit, chlorit a paragonit sú v rovnováhe, tvoria zrasty alebo aj samostatné porfyroblasty. Svetlú sľudu reprezentujú veľké lupienky muskovitu, drobný sericit a niekde paragonit. Vzťah muskovitu a sericitu býva rozličný. Často vidno, ako porfyroblasty muskovitu vyrastajú pri progresívnej rekryštalizácii na úkor drobnolupeňovitých sericitov. Inokedy pri deformácii veľkých muskovitov pozorovať ich pohlcovanie drobnolupeňovitým sericitovým agregátom, ktorý vzniká pri tektonickom kliváženi fylitov. Nemožno vylúčiť, že niektoré veľké lupene muskovitu predstavujú sčasti regenerovaný klastogénny muskovit, čo však ťažko dokázať. Paragonit tvorí separátne lupienky alebo tiež zrastá s K-sľudou. Turmalín prítomný v metasedimentoch tvorí aj opticky zonálne idiomorfné kryštály. Zvýšený obsah turmalínu býva vo fylitoch (do 4 - 5 %), v metapieskovcoch je nízky. Možno predpokladať, že vznik tohto minerálu súvisí so zvýšeným obsahom bóru v primárnych ílovitých sedimentoch, nie s regeneráciou klastických zŕn turmalínu. Vo dvoch vzorkách z najvýchodnejšej časti územia sme našli drobné zrná granátu. Najbežnejším rudným minerálom vo fylitoch je ilmenit, menej hojný magnetit.

Metaaleurolity majú analogické minerálne zloženie, ale býva v nich viac drobnozrnného kremeňa. Miestami sme spozorovali ojedinelé zaoblené zrná úplne albitizovaného plagioklasu. V *metapieskovcoch* sú zrná klastogénneho kremeňa a albitu vo veľkosti do 2 mm, ktoré výrazne vystupujú z jemnej sericitovo-chloritovo-kremeňovej mezostázy.

V tab. 2 sú chemické analýzy fylitov a metapieskovcov zo sz. časti veporického kryštalinika. Ich zloženie je podobné, ako uvádza - prevažne ako fylonity - Kamenický (1967, 1982a), Hraško et al. (1987) a Spišiak a Pitoňák (1988, 1990). Väčšinou je v nich nízky obsah CaO a K_2O výrazne prevláda nad Na_2O. Charakteristický je vysoký obsah hliníka. Obsah SiO_2 nie je vo fylitoch vysoký, ale v metapieskovcoch dosahuje až 86 - 87 hmotn %, čo poukazuje na prevahu kremeňa v úlomkovitej frakcii.



Obr. 2. Diagram Al-(Mg, Fe)-K znázorňujúci fázovú rovnováhu muskovitu fengitu, chloritu a turmalínu za podmienok počiatočného stupňa biotitovej subfácie. 1 - zloženie minerálov (údaje v tab. 3 a 4), 2 - zloženie fylitov a metadab zo sz. časti veporického kryštalinika, n = 20 (analýzy v tab. 2, ďalšie in: Kamenický, 1967, 1982a; Hraško et al., 1987; Spišiak a Pitoňák, 1988, 1990, 1992), 3 - štandardné zloženie minerálov.

Fig. 2. Diagram Al-(Mg, Fe)-K demonstrates the phase stability of muscovite-phengite, chlorite and tourmaline in condition of initial stage of biotite subfacies. 1 - mineral composition (dates in Tab. 3 and 4), 2 - composition of phyllites and metagraywackes of sw. part of Veporic crystalline, n = 20 (analyses in Tab. 2; following in: Kamenický, 1967, 1982a; Hraško et al., 1987; Spišiak a Pitoňák, 1988, 1990, 1992), 3 - standart composition of minerals.

Symboly minerálov: Ab - albit, Alm - almandín, Als - Al-silikát, An - anortit, Bt - biotit, Cal - kalcit, Chl - chlorit, Grs - grossulár, Grt - granát, Ilm - ilmenit, Kfs - K-živec, Mag - magnetit, Ms - muskovit, Or - ortoklas, Pg - paragonit, Phn - fengit, Pl - plagioklas, Prl - pyrofylit, Prp - pyrop, Qtz - kremeň, Ser - sericit, Sps - spessartín, Tur - turmalín.

Na obr. 1 - diagrame Al-(Mg, Fe)-K - vidieť, že všetky priemetné body citovaných analýz ležia v oblasti relatívne vysokého obsahu Al s vysokým podielom Al/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + K, čomu zodpovedajú aj asociácie Mu + Tur + Chl a Mu + Phn + Chl. Niektoré grauwacky bohaté na chlorit a karbonáty (in: Kamenický, 1982a; Spišiak a Pitoňák, 1990) majú nižšie hodnoty Al/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + K. Zloženie jednej zo vzoriek je dosť blízke priemetnému bodu chloritov.

Podľa uvedenej celkovej charakteristiky metasedimentov - fylitov sz. časti veporického kryštalinika a porovnania ich chemického zloženia s etalónovým zložením sedimentárnych hornín (Vojtkevič et al., 1990) sme zistili, že ich protolitom bol íl bohatý na hydrosľudu. Metapieskovce pôvodne predstavovali kremeňový piesok s hydrosľudovým cementom. Iba pri drobách s vyšším obsahom chloritu a magnetitu možno sčasti predpokladať ich tufogénny pôvod.

Medzi metasedimentmi sa lokálne nachádzajú aj acidné paleovulkanity - metamorfované a zbridličnatené metaplagiodacity a kremeňové porfýry spolu s vulkanoklastikami. Ich pozícia, súhlasná s uložením metasedimentov, svedčí o tom, že vulkanizmus bol synchrónny so sedimentogenézou. Boli tiež spolu metamorfované. Kým vulkanické štruktúry zostali dosť dobre zachované, primárne minerály sa v paleovulkanitoch skoro úplne zmenili na sericit, chlorit a albit, ale obsahujú aj malé množstvo metamorfogénneho biotitu.

Vo všetkých horninách súvrstvia sa vyskytuje množstvo synmetamorfných kremeňových žiliek a vrstvičiek ležiacich paralelne s bridličnatosťou, ktoré boli často pri posledných štádiách tvorby kliváže plasticky zdeformované. Ide o jav typický pre súvrstvia hornín metamorfovaných za podmienok fácie zelených bridlíc.

Charakteristika minerálov metasedimentov

V tab. 3 a 4 sú výsledky chemických analýz minerálov metasedimentov kraklovského súvrstvia. Zloženie sa stanovilo na prístroji CAMECA MS-46 v IGEM RAV Moskva.

Zloženie svetlej sľudy závisí od celkového zloženia hornín. Vo fylitoch a metaaleurolitoch bohatých

TAB. 3

Mikrosondové analýzy veľkých muskovitov a drobných sericitov z fylitov a tiež fengitu z metadroby (vzorce prepočítané na 6 katiónov Y + Z)

Microprobe analyses of the large-grained muscovites and fine-grained sericites from phyllites, and the phengite from metagraywackes (formulas based on 6 cations Y + Z)

Vz. č.	27						48				31		8	33	51
	Ms				Ser		Ms		Ser		Ms	Ser	Ms	Ms	Phn
SiO_2	48,62	49,13	47,10	48,30	47,14	49,22	48,34	49,95	48,68	45,84	48,17	49,00	50,37	48,89	48,54
TiO_2	0,07	0,15	0,10	0,10	0,08	0,12	0,33	0,37	0,25	0,27	0,30	0,20	0,33	0,11	0,36
Al_2O_3	32,26	74,98	34,04	33,11	33,36	34,91	36,44	34,30	36,55	35,97	35,17	36,38	34,91	34,66	29,98
FeO	1,66	1,37	1,17	1,31	1,33	1,39	1,22	1,09	1,20	0,86	1,27	1,12	1,51	1,37	4,94
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-	0,06
MgO	1,09	0,68	0,86	0,73	0,71	0,81	0,65	0,70	0,68	0,38	0,75	0,55	0,80	0,85	2,91
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na_2O	1,33	0,73	0,63	0,88	0,81	0,89	1,21	1,39	1,21	1,46	1,13	0,71	0,61	0,57	0,16
K_2O	10,39	10,01	10,36	10,16	9,91	10,04	8,93	9,25	8,87	8,74	8,97	9,00	10,15	11,20	10,46
Spolu	95,42	96,86	94,27	94,59	93,34	97,37	97,13	97,05	97,45	93,51	95,76	96,97	98,73	97,64	97,41
Z Si	3,26	3,19	3,16	3,25	3,20	3,19	3,09	3,23	3,12	3,07	3,14	3,14	3,21	3,18	3,14
Z Al_{IV}	0,74	0,81	0,84	0,75	0,80	0,81	0,91	0,77	0,88	0,93	0,86	0,86	0,79	0,82	0,86
Y Al_{VI}	1,80	1,86	1,85	1,86	1,86	1,85	1,85	1,85	1,87	1,90	1,84	1,88	1,83	1,84	1,43
Y Ti	-	0,01	-	-	-	-	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	-	0,02
Y Fe	0,09	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,08	0,08	0,27
Y Mg	0,11	0,07	0,09	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,04	0,07	0,05	0,08	0,08	0,28
Z Na	0,17	0,09	0,08	0,11	0,11	0,11	0,15	0,17	0,15	0,19	0,14	0,09	0,08	0,07	0,02
Z K	0,88	0,80	0,87	0,87	0,85	0,83	0,73	0,77	0,72	0,74	0,74	0,74	0,82	0,93	0,87
Σ X	1,05	0,89	0,95	0,98	0,96	0,94	0,88	0,94	0,87	0,93	0,88	0,83	0,90	1,00	0,89
Na/Na+K(%)	16,20	10,10	8,40	11,0	11,40	11,70	17,00	18,10	17,20	20,40	15,90	10,80	8,90	7,00	2,20

TAB. 4

Mikrosondové analýzy chloritov, albitov, paragonitu, turmalínov, granátu, ilmenitu, magnetitu a kalcitu
Microprobe analyses of chlorites, albites and paragonite, tourmalines, garnet, ilmenite, magnetite and calcite

	Chl				Ab			Pg	Tur			Grt		Ilm	Mag	Cal
Vz. č.	8	31	33	51	8	51	19	48	31	19		8		31	51	51
										jadro	okraj	jadro	okraj			
SiO_2	24,79	27,51	31,86	29,60	7,67	67,78	69,28	49,49	38,59	38,44	38,63	38,68	39,79	0,45	-	-
TiO_2	-	-	0,04	-	-	-	-	-	0,43	0,58	0,80	0,10	0,10	52,83	-	-
Al_2O_3	23,81	25,53	26,94	20,79	19,66	19,69	20,31	39,56	32,63	30,35	30,35	20,81	20,59	0,13	-	-
FeO	29,64	28,84	18,47	18,83	-	-	-	0,39	7,41	9,88	8,1	26,83	29,74	41,40	99,53*	1,24
MnO	0,57	0,28	0,07	0,17	-	-	-	-	-	0,04	-	9,82	5,33	2,22	0,36	0,78
MgO	10,56	9,90	12,37	20,91	-	-	-	0,15	6,27	6,27	7,01	0,94	1,19	0,23	0,35	2,01
CaO	-	0,06	-	-	0,93	0,51	0,18	0,13	0,46	0,14	0,50	3,83	4,02	-	-	54,91
Na_2O	-	-	-	-	9,76	10,17	11,19	5,55	2,01	2,64	2,39	-	-	-	-	-
K_2O	-	-	-	0,06	-	0,09	-	1,30	-	-	-	-	-	-	-	-
Spolu	89,37	92,12	89,75	90,36	98,01	98,24	100,95	96,57	87,81	88,35	87,81	101,01	100,75	97,26	100,24	58,94
Fe/Fe+Mg (%)	61,4	62,0	45,6	33,5					39,9	46,9	39,3	94,1	93,3			
				Ab	95,0	96,7	99,1				Alm	61,8	70,1			
				An	5,0	2,7	0,9				Sps	23,0	12,8			
				Or	_	0,6	-				Prp	3,9	5,0			
											Grs	11,3	12,1			
Na/Na+K (%)								86,6								

*Fe ako Fe_2O_3

na svetlú sľudu majú hrubolupeňové *muskovity* a drobnolupeňovité *sericity* skoro rovnaké zloženie (tab. 3; obr. 3). Majú vysoký obsah Al_2O_3, nízky obsah Mg a Fe a normálnu hodnotu (Na + K) = 0,85 - 1,0. Je pre ne charakteristický nerovnaký, avšak pomerne vysoký obsah Na, maximálny, ak sú v asociácii s paragonitom (vo vz. č. 48 z Moglovej doliny hodnota Na/Na + K = 20,4 %). Podľa röntgenometrických údajov patrí skúmaná svetlá sľuda do polytypu $2M_1$.

V chloriticko-magnetitovo-kalciticko-albitovej metadrobe (vz. č. 51 z Hronca) svetlú sľudu reprezentuje *fengit* (tab. 3; obr. 3).

Blízkosť alebo identickosť zloženia hrubolupeňovitého muskovitu a jemnolupeňového sericitu prítomných vo fylitoch poukazuje na dosiahnutie mineralogicky úplne rovnovážneho stavu v horninách. Pritom sa vyrovnalo zloženiu svetlých K-sľúd, a to nezávisle od veľkosti ich lupeňov a od pôvodu veľkých muskovitov (klastogénnych alebo metamorfogénnych). To mohlo nastať iba pri skutočnej progresívnej metamorfóze, počínajúc chloritovo-sericitovou subfáciou (Hunziger et al., 1986), na rozdiel od anchimetamorfózy, kde je zloženie autigénnych sericitov a klastogénnych muskovitov výrazne odlišné (Korikovsky et al., 1989).

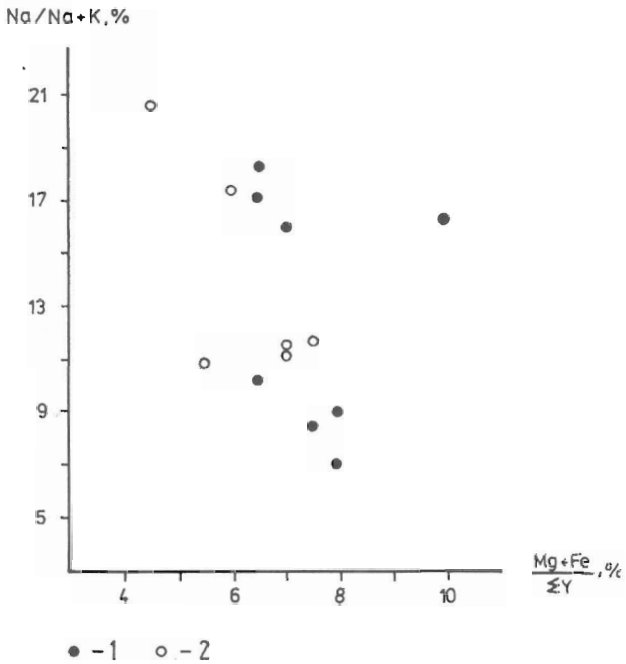
Chlority majú široký rozsah železistosti (Fe/Fe + Mg = 33 - 62 %) a rozličný obsah Al_2O_3 (tab. 4). V chloritoch z fylitov bohatých na muskovit je obsah Al_2O_3 vysoký (dosahuje ~ 24 - 27 obj %). Na druhej strane v chloriticko-kalcitovo-magnetitovej metadrobe, ktorá je pravdepodobne tufogénneho pôvodu (vz. č. 51), sú chlority viac horečnaté a obsahujú menej hliníka (20,8 obj % Al_2O_3).

Paragonit v asociácii s muskovitom obsahuje málo Mg a Fe, hodnota K/K + Na = 13,4 % (tab. 4), rovnovážny stav Ms + Pg vidno na obr. 4/1.

Plagioklasy vo fylitoch reprezentujú len albity. Obsah albitovej molekuly v nich je 1 - 5 % (tab. 4, obr. 4/2).

Granáty obsahujú hlavne spessartínovo-almandínovú zložku (tab. 4). Viac grossulárovej zložky je v horninách s nižším obsahom Ca (11 - 12 %). Pre skúmané granáty je typická progresívna zonálnosť (obr. 4/3); od stredu k okrajom zrna obsah spessartínovej zložky klesá (od 23 do 13 %) a obsah pyropu nepatrne stúpa (od 4 do 5 %).

Turmalíny patria medzi stredne železisté variety (tab. 4). Väčšie zrná, napr. vo vz. č. 19 z metapieskovca - metadroby z Kamenistej doliny na J od Kraklovej - k. 984,3, majú charakteristickú progresívnu zonálnosť (Henry a Guidotti, 1985), prejavujúcu sa klesaním železistosti od centra smerom k okrajom zrna (od 47 do 39 %, obr. 4/4).



Obr. 3. Diagram hodnôt Na/Na+K: obsahom (Mg+Fe) v oktaedrickej pozícii (Y) svetlej sľudy z metasedimentov - fylitov. 1 - hrubolupeňové muskovity, 2 - drobnolupeňové sericity.

Fig. 3. Diagram of Na/Na+K values: content (Mg+Fe) in octaedric position (Y) of light micas from metasediments-phyllites. 1 - coarse-grained muscovites, 2 - fine-grained sericites.

Ilmenit so zvýšeným obsahom Mn je najhojnejším rudným minerálom fylitov. V menšej miere je prítomný aj *magnetit* (tab. 4).Karbonát prítomný v tufogénnej (?) metadrobe (vz. č. 51) je *kalcit* s prímesou Mg a Fe.

Progresívna metamorfóza metasedimentov

Uvedené fakty dokazujú, že fylity a metapieskovce sz. časti veporika z kraklovského súvrstvia vznikli pri progresívnej variskej nízkoteplotnej metamorfóze ílovitých a piesčito-ílovitých sedimentov s nízkym obsahom Ca. Na potvrdenie toho uvádzame dôkazy, ku ktorým sme dospeli:

1. V horninách sa často zachovali identifikovateľné primárne sedimentárne textúry a štruktúry. Nenašli sa nijaké reliktné minerály alebo štruktúry charakteristické pre horniny postihnuté premenami vyššieho stupňa.

2. Medzi všetkými horninotvornými minerálmi sa zistil rovnovážny stav, ktorý spolu s ich charakteristickou asociáciou zodpovedá nízkoteplotnej časti fácie zelených bridlíc.

3. Dôkazom je aj progresívna zonálnosť zistená v granátoch a turmalíne.

Ďalším dôležitým argumentom sú už spomenuté výskyty karbonátov a kremeňovo-turmalinických hornín spolu s metasedimentmi, ako aj prítomnosť identifikovateľných palinomorf.

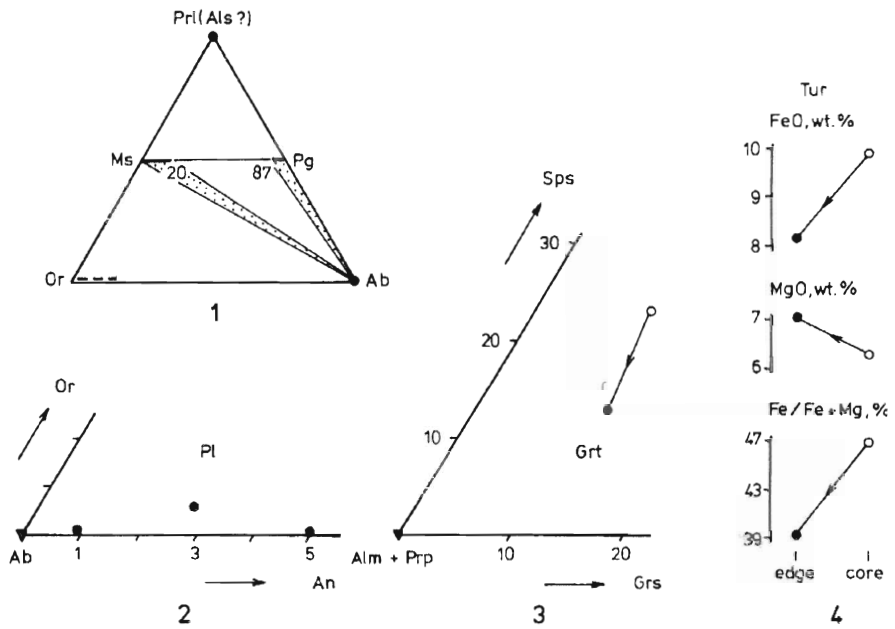
Pre fylity a metapieskovce kraklovského súvrstvia je kritická paragenéza Ms(Phn) + Chl + Ab + Ilm ± Tur + Qtz; chýba tu biotit. V kyslých metavulkanitoch v spomenutom súvrství lokálne tvoriacich konformné telesá, sme však novotvorený biotit našli. Toto zistenie je dôležité pre stanovenie biotitovej subfácie metamorfózy celého kraklovského súvrstvia. Je známe, že medzi prítomnosťou alebo neprítomnosťou biotitu a zložením hornín je priamy vzťah. Na obr. 2 - diagrame Al-(Mg, Fe)-K - sú okrem zloženia hornín nanesené aj body znázorňujúce reálne zloženie minerálov z metasedimentov kraklovského súvrstvia. Konštatovaná rovnováha je typická pre biotitovú subfáciu metamorfózy aj v mnohých iných oblastiach (Korikovsky, 1979). V tejto subfácii v horninách s relatívne vysokým podielom Al/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + K je vždy stabilná paragenéza Ms - Phn + Chl bez biotitu. Biotit sa objavuje iba v horninách s nízkym podielom Al/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + K, čo je charakteristické pre kyslé metavulkanity a tufy. Teoretickú rovnováhu biotitu s fengitom, chloritom a K-živcami za podmienok biotitovej subfácie (Korikovsky, l.c.) vyjadruje na obr. 2 prerušovaná čiara.

Uvedená osobitosť stability minerálov v biotitovej subfácii objasňuje neprítomnosť biotitu v metasedimentoch kraklovského súvrstvia, ktoré majú vysoký obsah hliníka, a na druhej strane vysvetľuje jeho existenciu v kyslých metavulkanitoch.

Aj napriek tomu, že metasedimenty kraklovského súvrstvia neobsahujú biotit, chemické zloženie minerálov týchto hornín má príznaky kryštalizácie pri teplotných podmienkach počiatku biotitovej subfácie. Potvrdzujú to aj ďalšie zistené fakty:

1. Muskovity a sericity z fylitov premenených pri teplotných podmienkach biotitovej subfácie majú vysoké hodnoty podielu Na/Na + K, a to až 20,4 %. V chloriticko-sericitovej subfácii je uvedená hodnota podstatne nižšia, neprevyšuje 10 - 12 % (Korikovsky, l.c.).

2. Vo fylitoch sú stabilné spessartínovo-grossulárovo-almandínové granáty obsahujúce v okrajovom leme 1.3 % spessartínu a 1.2 % grossuláru. Granáty s takýmto zložením sú typickejšie pre biotitovú ako pre chloritovo-sericitovú subfáciu. Za podmienok naposledy spomenutej sú stabilné len graná-



Obr. 4. Zloženie svetlej sľudy (1), plagioklasov (2), granátu (3) a turmalínu (4). 1 -koexistujúce muskovity a paragonity v asociácii s albitom; čísla označujú podiel Na/Na+K, 2 - zloženie albitov vyjadrené na diagrame Ab-An-Or, 3 - zonálnosť granátu znázornená na diagrame (Alm+Prp)-Sps-Grs; šípka ukazuje zmenu zloženia od jadra zrna k okraju, 4 - zonálny turmalín.

Fig. 4. Composition of light micas (1), plagioclases (2), garnet (3) and tourmaline (4). 1 - coexisting muscovites and paragonites in association with albite; numbers indicate Na/Na+K quotient, 2 - composition of albites, demonstrated in Ab-An-Or diagrame, 3 - zonality of garnet demostrated in (Alm+Prp)-Sps-Grs diagrame; arrow shows the changing of composition from the core to the rim, 4 - zonal tourmaline.

ty s celkovým obsahom spessartínovo-grossulárovej molekuly nad 50 - 70 % (Brown, 1967; Korikovsky, l.c.). Ako je známe, skutočné pyralspity bez prímesi Grs a Sps sa objavujú len v granátovej zóne.

3. Pre všetky horniny kraklovského súvrstvia je charakteristický vysoký stupeň regenerácie primárnych sedimentárnych štruktúr a dokonalá bridličnatosť sprevádzaná objavením sa množstva veľkých novotvorených lupeňov metamorfogénnych muskovitov a chloritov. Taký intenzívny stupeň rekryštalizácie je typickejší pre teplotné podmienky biotitovej ako chloritovo- sericitovej subfácie, kde sa do väčšej miery uchovali zvyšky primárnych sedimentárnych štruktúr a kde autigénna sľuda tvorí spravidla len veľmi drobné lupene.

Termodynamické podmienky metamorfózy

Na základe získaných údajov možno hodnoverne konštatovať, že metasedimenty kraklovského súvrstvia sz. časti veporického kryštalinika nie sú alpínskymi diaftoritmi po nejakých starších, vyššieteplotných metamorfitoch. Variská progresívna metamorfóza, ktorá postihla horniny staropaleozoického vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia, dosiahla termodynamické podmienky počiatočných stupňov biotitovej subfácie fácie zelených bridlíc, čo zodpovedá teplote okolo 340 - 350 °C (Korikovsky, l.c.; McDowell a Elders, 1980).

Je nepochybné, že horniny súvrstvia boli postihnuté aj alpínskymi deformačnými procesmi. Svedčí o tom ich pozícia spolu s horninami ďalších jednotiek vrátane slabometamorfovaných vrchnopaleozoických a mezozoických. Podľa Cambela et al. (1992) alpínska progresívna premena vrchnopaleozoického obalu kryštalinika z viacerých oblastí Západných Karpát neprevýšila hodnotu 250 - 310 °C. Proces bežne označovaný ako alpínska diaftoréza sa prejavil iba lokálne, v poruchových mylonitizovaných pásmach, zónach tektonických kontaktov a ich bezprostrednom okolí. Ani tu teplota nepresiahla 300 - 350 °C, za ktorej mohla nastať iba izochemická rekryštalizácia, príp. slabé prejavy metasomatózy (Cambel a Korikovsky, 1986). Do úvahy treba vziať aj rozdielne správanie sa metasedimentov a telies vyššie metamorfovaných hornín, príp. granitoidov pri deformácii. Kým súvrstvia metasedimentov sa deformovali zväčša plasticky, pevnejšie telesá boli výraznejšie mechanicky porušené a tam sa zmenilo aj chemické zloženie hornín. Alpínske tektonodefor-

mačné porušenie hornín, navyše viažuce sa iba na úzke zóny, nemohlo výraznejšie ovplyvniť už vytvorený rovnovážny stav minerálnych asociácií v metasedimentoch.

Na základe údajov o teplote pri premene hornín bolo možno s pomocou fengitového barometra (Massonne a Schreyer, 1987) stanoviť aj tlak pôsobiaci pri metamorfóze. Jeho hodnotu možno určiť, ak je známy maximálny obsah Si^{4+} vo fengitoch prítomných v asociácii minerálov Phn-Bt-Kfs-Qtz. Keďže sme v horninách z kraklovského súvrstvia uvedenú asociáciu nenašli a na prepočet môžeme použiť iba údaje o zložení muskovitov - fengitov z fylitov, zistený údaj predstavuje iba minimálnu možnú hodnotu P_s. Pre sľudu s obsahom Si^{4+} = 3,25 - 3,26 (tab. 3) pri T ~ 350 °C je reálny tlak 3,4 - 4 kbar (Massonne a Schreyer, l.c.), čo zodpovedá hĺbke ponorenia okolo 15 km. Geotermický gradient počas metamorfózy nepresiahol hodnotu 22 °C/km.

Literatúra

Bajaník, Š., Ivanička, J., Kohút, M., Planderová, E. & Vážna, L. 1986: K niektorým aktuálnym problémom východnej časti Nízkych Tatier. Spr. o výsk., *GÚDŠ, Bratislava, 21, 27 - 31.*

Brown, E. H. 1967: The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrology, 14, 4, 259 - 292.*

Cambel, B. & Korikovskij, S. P. 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorfizm i alpinskij diaftorez v kristallinikume Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 3, 335 - 363.*

Cambel, B., Korikovskij, S. P. & Krist, E. 1992: Termodynamika metamorfných podmienok kryštalinika Západných Karpát. *An own edition, print ÚVIO, Bratislava, 1 - 248.*

Čillík, I., Mudráková, M., Čillík, R., Makuša, M. & Plško, S. 1984: Záverečná správa Čierny Balog W-Au. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Hauer, F. 1869: Geologische Uebersichtskarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt III. Westkarpaten. *Jahrb. d. K. - Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XIX, 4, 485 - 566.*

Henry, D. J. & Guidotti, C. H. 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist, 70, 1 - 2, 1 - 15.*

Hovorka, D. & Miko, O. 1981: Paleozoic volcanism - source of anomalous boron concentrations, the Western Carpathians crystalline complexes. *Proc.: Symposium New Mineral Raw Materials (NEMIRAM), Karlovy Vary, 85 - 87.*

Hraško, L., Klinec, A., Miko, O., Beňuška, P., Dovina, V., Stankovič, J., Modlitba, I., Planderová, E., Šucha, P., Hók, J., Vozárová, A., Dublan, L., Konečný, V. & Lexa, J. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36-234 (Brezno-4). *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Hunziger, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiller, P. & Schwander, H. 1986: The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrology, 92, 157 - 180.*

Ivanička, J., Bajaník, Š., Polec, M., Hraškouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Planderová, E., Dovina, V., Modlitba, I., Šucha, P., Kováčik, M. & Vážna, L. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36-241 (Polomská Fatra-E). *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Kamenický, J. 1966: Vysvetlivky k listu Slovenská Ľupča, 1:50 000. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Kamenický, J. 1967: Predmezozoické komplexy. *In: Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A. 1967: Regionalní geologie ČSSR, II., Západní Karpaty, sv. 1. ÚÚG, print Academia, Praha, 1 - 496.*

Kamenický, J. 1977: Der geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 5 - 43.*

Kamenický, J. 1980: Problémes actuels de la stratigraphie du cristallin des Carpates Tchécoslovaques. Project 22: Precambrian in Younger Fold Belts. *Annu. Inst. Geol. Geophys. (Bucharest), 57, 185 - 198.*

Kamenický, J. 1982a: Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diaftoritov v severozápadnej časti Veporského rudohoria. *Mineralia slov., 14, 481 - 516.*

Kamenický, J. 1982b: Vývoj a podmienky metamorfózy v severozápadnej časti veporského rudohoria. Proc.: Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. *GÚDŠ, Bratislava, 23 - 37.*

Kamenický, L. & Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Mineralia slov., 15, 289 - 302.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 7 - 28.*

Klinec, A. 1988: Základná geologická mapa ČSSR, 36-232 Brezno. *GÚDŠ Bratislava.*

Klinec, A., Planderová, E. & Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. *Geol. Práce, Spr., 63, 95 - 104.*

Korikovskij, S. P. 1979: Facii metamorfizma metapelitov. *Nauka (Moskva), 1 - 263.*

Korikovsky, S. P., Jacko, S. & Boronikhin, V. A. 1989: Alpine anchimetamorphism of Upper Carboniferous sandstones from the sedimentary mantle of the Čierna Hora Mts. crystalline complex (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 5, 579 - 598.*

Krist, E., Korikovsky, S. P. & Boronikhin, V. A. 1989: Retrograde metamorphism of staurolite-garnet-mica schists of the Kraklovská zone of Veporides. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 4, 471 - 482.*

Kubíny, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. *Geol. Práce, Spr., 12, 64 - 84.*

Massonne, H. & Schreyer, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrology, 96, 2, 212 - 224.*

Máška, M. & Zoubek, V. 1960: In: Buday, T., Kodym, O. Sen., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. & Zoubek, V. 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. *ÚÚG, print ČSAV, Praha, 1 - 245.*

McDowell, S. D. & Elders, A. 1980: Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California, USA. *Contrib. Mineral. Petrology, 74, 293 - 310.*

Miko, O. 1981: Srednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Jasovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 465 - 474.*

Miko, O. & Hovorka, D. 1978: Kremito-turmalinické horniny veporídného kryštalinika Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 5, 7 - 28.*

Planderová, E. & Miko, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy. *Mineralia slov., 9, 4, 275 - 292.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1988: Lubietová - Kolba. Petrografická správa. *Manuskript - Geol. ústav SAV, Banská Bystrica.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1990: Správa o petrografickom výskume za úlohu Valaská - Hrončok (1215). *Manuskript - Geol. ústav SAV, Banská Bystrica.*

Spišiak, J., Čaňo, F., Hovorka, D., Hnčár, A. & Pitoňák, P. 1992: Karbonatické fylity v Kamenistej doline, veporikum. *Mineralia slov., 24, 115 - 120.*

Šengelia, D. M., Miko, O. & Bezák, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronského komplexu veporídného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. *Mineralia slov., 10, 321 - 328.*

Štúr, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrb. d. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XVIII, 3, 337 - 426.

Vojtkevič, G. V., Kokin, A. V., Mirošnikov, A. E. & Prochorov, V. G. (Eds.) 1990: Spravočnik po geochimii. *Nedra (Moskva), 1 - 480.*

Vozár, J., Biely, A., Vozárová, A., Miko, O., Vaškovský, I., Kullman, E., Lukáčik, E., Hanáček, J., Gargulák, M. & Šucha, P. 1982:

Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36-231 (Nemecká). *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Vozárová, A. 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 6, 61 - 116.*

Zoubek, V. 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 4, 152 - 163.*

Zoubek, V. 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 6, 190 - 214.*

Zoubek, V. 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronom. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 7, 2, 182 - 191.*

Zoubek, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 11, 5, 85 - 115.*

Zoubek, V. 1959: Stručný přehled vývoje geologického výzkumu krystalinika listu Banská Bystrica. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Zoubek, V. 1960: Osnovnyje čerty geologičeskogo razvitija centralnych Karpat v domezozojskij period. *Materialy KBA (Kijev), 1, 31 - 39.*

Zoubek, V. 1979: Diskusní příspěvek k profilům styku veporid a tatrid. Proc.: Tektonické profily Západ.Karpát. GÚDŠ Bratislava, 177 - 178.

Low-temperature metasediments of Kraklová formation of Veporic crystalline (West Carpathians)

The northwestern part of Veporicum has always been regarded the "key area" for the solution of basic problems of the crystalline complex of the West Carpathians. Several, often contrary opinions on the age, lithological composition and metamorphosis of rocks have originated during years lasting research made by various authors. Previosly, rocks of the crystalline complex were regarded as the Early Paleozoic, later, the opinion on pre-Cambrian, Early or Middle Proterozoic age prevailed. Metamorphosis of rocks was also regarded as Proterozoic, it reached, according to several authors, the conditions of amphibolite facies. Abundant schists were regarded as products regional Alpine or older diaphtoresis and they were identified as phyllonites (Zoubek, 1930, 1935; Kamenický, 1967, 1977 etc.).

We have ascertained that in the area SW of Brezno, in the so called Kraklová zone (Zoubek, 1931), two lithostratigraphical units are present. The overwhelming part of the area is built by rocks of original volcano-sedimentary Kraklová formation (the thickness about 800 m ?), only with low grade Variscan progressive metamorphosis. Besides the above, gneisses and amphibolites belonging to the Hron complex of Veporicum crystalline complex, are present here from place to place. Mutual position of these two units in the framework of complicated, Alpine formed, fold-slice structure is tectonic one.

Metasediments of the Kraklová formation were the subject of our investigation. Chlorite-muscovite (sericite) phyllites, quartz and albite-quartz metasandstones prevail among them. Metagraywackes, metaarkoses and metaaleurites are less abundant. These are mostly metasediments with high content of aluminium and, on the contrary, with low content of Ca, where K_2O prevails over Na_2O. Parageneses of Mu+Tur+Chl and Mu+Phn+Chl in phyllites corresponds with high ratio of $Al/Mg+Fe^{2+} + Fe^{3+} + K$. Clays with abundant hydromicas were protolithe of these metasediments. Metasandstones were originaly represented by quartz sands with hydromica cement. It is possible to assume tuffogenous origin for metagraywackes.

Rock forming minerals of metasediments were characterized as follows: light micas (sericite, muscovite, fengite), chlorite, paragonite, albite, tourmaline, ilmenite, magnetite and calcite. Garnet was ascertained only rarely.

Following facts witness about low grade metamorphosis of metasediments of the Kraklová formation:

a) Preserved primary textures and structures of metasediments as well as the presence of identified organic relics in them (Planderová, personal information, 1992).

b) Balance between rock forming minerals, which assemblage correspond to green schist facies. No relics of minerals from rocks altered by high grade metamorphosis were found. However, a part of muscovites might by of clastogenous origin.

c) Biotite is not present in metasediments, but it is present in acid metavolcanites. It witnesses that conditions of metamorphic recrystallization of rocks of this formation reached values of biotite subfacies of green schists facies. This was also confirmed by ascertained values of Na/Na+K ratios in light micas and by the presence of spessartite-grossularite-almandite garnets. The above mentioned subfacies corresponds to the temperature range 340 - 350 °C (Korikovskij, 1979; McDowell and Elders, 1980).

d) The ascertained progressive zoning of garnets and tourmalines witnesse about progressive character of metamorphosis. Rocks of this formation were also altered by Alpine metamorphosis, but its intensity did not reach values of Variscan metamorphosis.

e) Using fengite pressure gauge (Massone and Schreyer, 1987), the metamorphic pressure was ascertained. This reached values about 3.4 - 4 kbars, which corresponds to the depth of sinking about 15 km (assumed geothermal gradient 22 °C/km).

f) Abundant occurence of tourmaline in metasediments belongs to further indirect proofs of low grade metamorphosis. Spišiak and Pitoňák (1992) ascertained in phyllites from boreholes the presence of carbonates of siderite-ankerite composition, which originated from primary carbonates. These could not preserve under high grade metamorphosis.

The above mentioned facts show that metasediments of the Kraklová formation in the NW part of Veporic crystalline complex are not Alpine diaphtorites of older high temperature metamorphites. They originated from Early Paleozoic clayey and clayey-sandy sediments. Their Variscan progressive metamorphosis reached conditions of biotite subfacies of green schists facies.

AKTIVITA SGS

Súčasný stav a perspektívy baníctva v kremnickom rudnom poli

(Pracovné stretnutie, Kremnica, 28. 5. 1992)

Ľ. Maťo

Kremnický rudný rajón patrí medzi najintenzívnejšie preskúmané ložiskové oblasti Slovenska. Veľkou mierou k tomu prispel v uplynulých 10. rokoch aj rozsiahly vyhľadávací a podrobný prieskum na 1. žilnom systéme. Toto výročie sa pripomenulo v súčasných ekonomických podmienkach, ktoré pre ďalší rozvoj kremnického baníctva nie sú priaznivé.

Pracovníci, ktorí sa podieľajú na výskume kremnického rajónu (Rudné bane, š. p., závod Kremnica, Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť Banská Bystrica, Geologický ústav D. Štúra, Katedra ložiskovej geológie PF UK a Geologický ústav SAV v Banskej Bystrici) zorganizovali pracovné stretnutie, pre ktoré boli nasledujúce dôvody:

- počas prieskumných prác sa získali nové poznatky, ktoré sa nachádzajú vo viacerých správach organizácií a sú nedostatočne prístupné odbornej verejnosti,
- vytvorila sa prevažne bilaterálna spolupráca s organizátormi prieskumu, ktorá nebola vzájomne prepojená medzi participujúcimi organizáciami. To zapríčinilo nedostatočnú koordinovanosť, výskumu a vzájomná informovanosť.

Stretnutie, na ktorom sa prezentovali nové poznatky, sa zameralo na riešenie troch okruhov problémov:

- litostratigrafické členenie regiónu, pozícia intruzívneho komplexu a ostatných horninových fenoménov vo vzťahu k zrudneniu a hydrotermálnej aktivite, vrátane alterácie a priestorového rozmiestnenia komplexov,
- štruktúrno-tektonická stavba a vulkanický vývoj (evolúcia jednotlivých tektonických línií, ich význam pre formovanie hrastu a žilných štruktúr),
- mineralogicko-ložiskové pomery (sukcesia mineralizácie) vzhľadom na najnovšie výsledky, ich začlenenie do metalogenetickej schémy.

Počas stretnutia sa dohodol aj postup prác potrebných na zostavenie spoločnej publikácie o kremnickom rudnom poli.

Účelnosť stretnutia spontánne konštatovali všetci zúčastnení a vyslovili sa za pravidelné usporadúvanie podobných pracovných stretnutí.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 393 - 398

Korundovo-flogopitové horniny z kryštalinika Nízkych Tatier

JÁN SPIŠIAK a PAVEL PITOŇÁK
Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 23. 9. 1992)

Corundum-phlogopite rocks from the Low Tatra Mts. crystalline

Rocks bearing a corundum-phlogopite assemblage have been found at the Jasenie-Kyslá locality in the Low Tatra Mts. The occurrence is in a complex of banded amphibolic rocks creating part of the Low Tatra Mts. crystalline. The respective rocks display peculiar mineral composition in which the main components are phlogopite (50 - 80 weight %) and corundum (20 - 40 weight %). White mica (decomposition product after corundum), amphibole, plagioclase, epidote, chlorite, allanite, apatite, chromian spinel and zircon are the other minerals present. Available knowledge led to the conclusion that corundum-phlogopite rocks probably represent a metasomatite generated by reactions between ultrabasite and the enclosing rocks.

Úvod

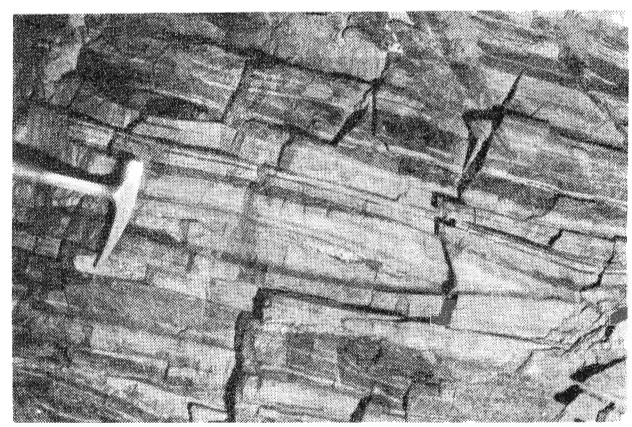
Pri terénnom výskume v oblasti Jasenia-Kyslej (Nízke Tatry) sme v štôlni č. 3 našli korundovo-flogopitové horniny. Priestorovo vystupujú v komplexe tzv. pásikavých amfibolických hornín (Spišiak a Pitoňák, 1990) a tvoria v nich cca 30 - 40 cm mocnú polohu (šošovku). Pásikavé amfibolické horniny vystupujú v komplexe stromatitických a oftalmitických migmatitov (pásmo Špíglovej, podľa Bezáka a Klinca, 1980), v ktorom sa okrem migmatitov vyskytujú aj rozličné typy rúl, amfibolitov a skarnoidy (Pitoňák a Spišiak, 1992). Pásikavé amfibolické horniny možno analogizovať s tzv. leptino-amfibolitovými komplexmi v alpských regiónoch, napr. v peniniku Západných Álp (Desmons a Hunziker, 1988), v komplexe Berisal (Stille, 1980) a pod.

Petrografická charakteristika

Podrobným štúdiom pásikavých amfibolických hornín (Spišiak a Pitoňák, 1992, in press) sme zistili, že pásiky majú variabilné chemické a minerálne zloženie (obr. 1, 2) a že sa nepravidelne striedajú v rámci celého komplexu. Pásiky si však zachovávajú svoje zloženie a hrúbku na veľkú smernú dĺžku. Celý komplex pásikavých amfibolických hornín silne postihla tektonometamorfóza. Pásiky majú nasledujúce zloženie:

A - svetlé kremeňovo-živcové pásiky; zvyčajne ich tvorí kremeň (Q), plagioklas (Plg), K-živec (Kfs) a niekedy biotit (Bi);

B - tmavé amfibolovo- (Hbl)+Bi+Q+Plg pásiky; majú rozdielny obsah amfibolu;



Obr. 1. Pásikavé amfibolické horniny (Jasenie, štôlňa č. 4, b. m. 48).
Fig. 1. Banded amphibole-bearing rocks (Jasenie locality, adit No. 4, measurement point No. 48).

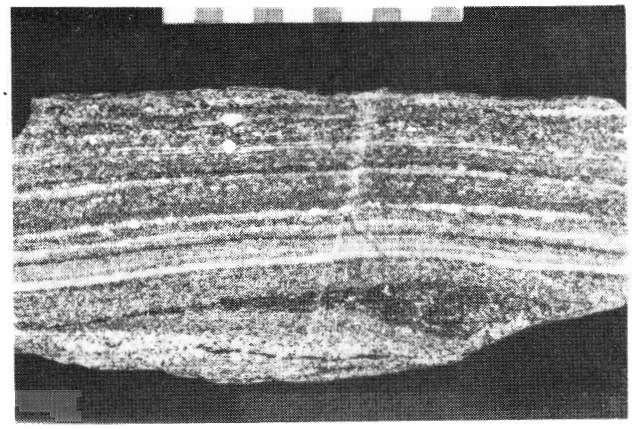
C - biminerálne Q + granátové pásiky; sú zriedkavé;

D - tmavé Bi+Plg+Q pásiky; ich charakteristickým minerálom je Bi (modálny obsah často vyše 50 %);

E - ultramafické pásiky, enklávy (tremolit, aktinolit, antofylit, serpentín, mastenec, chromit, chlorit, fuchsit);

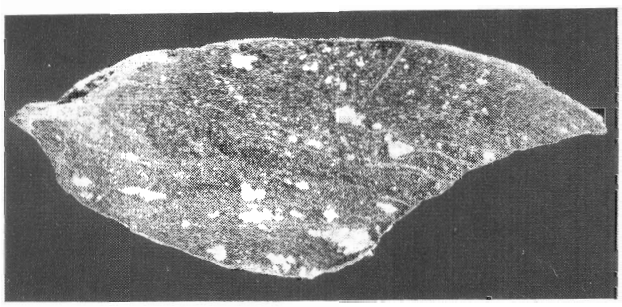
F - korundovo-flogopitové pásiky (polohy).

Korundovo-flogopitové horniny sa doteraz našli len na jednom mieste (v štôlni č. 3), avšak ich pozícia umožňuje predpokladať ďalšie výskyty. Keďže ostatné druhy pásikov si svoje zloženie zachovávajú často, na veľkú smernú dĺžku, je predpoklad, že sa podobne správajú aj korundovo-flogopitové horniny. Tieto horniny úzko asociujú s ultrabázickými horninami (pásikmi). Blízkosť ultrabázických hornín (vysoká plasticita) spôsobuje časté rozbudinovanie týchto hornín, čo sťažuje ich detailné priestorové sledovanie.



Obr. 2. Pásikavé amfibolické horniny (striedanie tmavých - amfibolických a svetlých - Q + Plg pásikov). Jasenie, štôlňa č. 4, b. m. 48.

Fig. 2. Banded amphibole-bearing rocks (alternation of dark amphibolic and light (quartz-plagioclase) bands. Jasenie locality, adit No. 4, measuring point No. 48.



Obr. 3. Korundovo (svetlé kryštály)-flogopitová hornina, štôlňa č. 3, S-2-Z, P-22, zmenšené o 50 %.

Fig. 3. Corundum (light crystals) and phlogopite-bearing rock, adit No. 3, S-2-Z, P-22, 50 % of real size.

Korundovo-flogopitové horniny majú nehomogénnu textúru. Tvorí ju rovnomerne zrnitá flogopitová masa, v ktorej sú makroskopicky viditeľné veľké kryštály korundu (do 1,5 cm) (obr. 3). Zastúpenie korundu v hornine je nepravidelné, ale lokálne dosahuje až 40 %. Štruktúra horniny je porfýrickoblastická s lepidoblastickou štruktúrou základnej hmoty. Modálne zloženie hornín je jednoduché. Ich hlavnú masu tvorí flogopit (50 - 80 obj. %) a korund (20 - 40 obj. %). Z ďalších minerálov je zastúpená svetlá sľuda (produkt premeny korundu), amfibol, plagioklas, epidot, chlorit, allanit, apatit, chrómspinel a zirkón. Zmienku o takomto type hornín sme v literatúre nenašli.

Zloženie minerálov

Minerály sa analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore JEOL Superprobe 733 (GÚDŠ, analytik Caňo), resp. CAMECA (Universita di Padova, Taliansko). Prepočty kryštalochemických vzorcov minerálov sa vykonali s pomocou programov MINFILE, PADDY a KCHVZ (GÚ SAV Banská Bystrica).

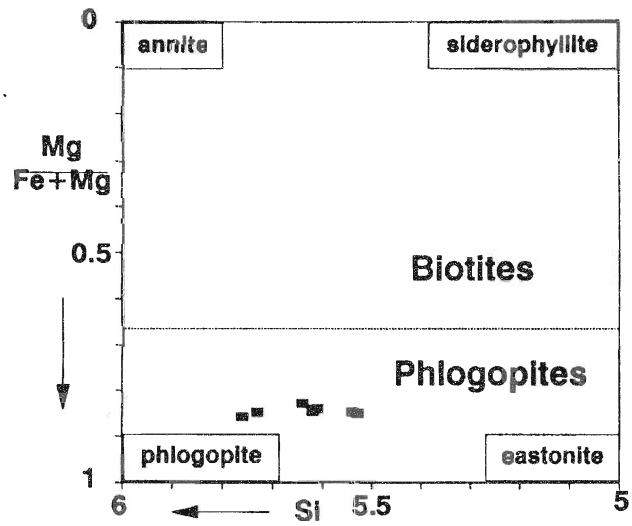
Flogopit. Tvorí hlavnú zložku horniny. Je relatívne čerstvý a zložením zodpovedá flogopitom (tab. 1, obr. 4). Vystupuje ako anchimonominerálny lupenitý matrix, v ktorom je nepravidelne rozmiestnený korund a ostatné minerály. Lupene majú svetlohnedý pleochroizmus a sú často prednostne orientované. Veľkosť lupeňov je do 1,5 mm.

Korund. Je v hornine rozmiestnený veľmi nepravidelne, ale lokálne dosahuje až 40 obj. % horniny, zriedka je veľký až 1,5 cm. Často je kataklázovaný a po okrajoch zmenený na jemnošupinkovitý agregát svetlej sľudy (obr. 5, 6). Jeho zloženie je homogénne bez podstatných prímesí (tab. 2). V porovnaní s korundom z iných lokalít, resp. horninových typov (tab. 2, analýza A, B) má študovaný korund relatívne nižší obsah FeO a TiO_2, ale vyšší obsah Cr_2O_3. Ide pravdepodobne o odraz zloženia okolitých hornín. Korund je pomerne zriedkavý minerál a vzniká v špecifických podmienkach, resp. v špecifických typoch hornín (cordieritové horniny; Arnold-Sandiford, 1990; Santosh, 1987; laterity - Bol et al., 1989; horniny s högbomitom a kornerupínom - Gieré, 1986; Lonker, 1988; Peter-

TAB. 1
Chemické zloženie flogopitov
Chemical composition of phlogopite

1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	41,05	41,40	40,11	39,91	39,76	38,26	39,57	40,38
TiO_2	1,48	1,35	0,60	0,54	0,61	0,70	0,71	0,68
Al_2O_3	17,02	16,85	17,94	17,78	17,60	19,01	18,55	18,57
Cr_2O_3	0,28	0,26	0,00	0,00	0,12	0,11	0,00	0,10
FeO^+	6,65	6,29	7,63	6,85	7,20	6,41	6,96	7,03
MnO	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	20,89	21,28	20,80	21,26	21,19	20,59	21,34	20,97
CaO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Na_2O	0,09	0,06	0,22	0,15	0,12	0,30	0,15	0,25
K_2O	9,25	9,50	9,19	10,54	10,27	10,13	9,79	9,54
Σ	96,78	97,01	96,55	97,03	96,89	96,52	97,12	97,52
Vzorec prepočet na 22 kyslíkov								
SiIV	5,73	5,76	5,64	5,62	5,61	5,53	5,54	5,62
AlIV	2,27	2,24	2,36	2,38	2,39	2,47	2,46	2,38
AlVI	0,53	0,53	0,62	0,56	0,53	0,69	0,60	0,66
Ti	0,16	0,14	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
Cr	0,03	0,03	-	-	0,01	0,01	-	0,01
Fe+3	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+2	0,78	0,73	0,90	0,81	0,85	0,76	0,81	0,82
Mn	0,00	-	0,01	-	-	-	0,00	-
Mg	4,35	4,42	4,36	4,46	4,45	4,33	4,46	4,35
Ca	0,00	0,00	-	-	0,00	-	0,00	-
Na	0,03	0,02	0,06	0,04	0,03	0,08	0,04	0,07
K	1,65	1,69	1,65	1,89	1,85	1,82	1,75	1,69

FeO^+ = celkové železo ako FeO



Obr. 4. Klasifikačný diagram tmavej sľudy (podľa Deera et al., 1962), analýzy z tab. 1.

Fig. 4. Classification plot of clark mica (after Deer et al., 1962), analytical data in Tab. 1.

sen et al.1989). Takýto vysoký modálny obsah v horninách je zriedkavý.

Amfiboly. Patria medzi podradne zastúpené minerálne fázy a ich distribúcia je veľmi nepravidelná. Väčšinou tvoria lokálne akumulácie (obr. 7, 8). V hornine vystupujú dva typy amfibolov, ktoré sa často intímne prerastajú. Odlišujú sa od seba optickými vlastnosťami a chemickým zložením (tab. 3) a podľa klasifikácie amfibolov (Leake, 1978, obr. 9) zodpovedajú tschermakitickému hornblendu, Mg-hornblendu, resp. aktinolitickému hornblendu (na klasifikáciu sme použili výpočet priemerného Fe^{2+} a Fe^{3+} podľa Speara a Kimbala, 1984). Na základe mikroskopických pozorovaní možno konštatovať, že spolu koexistujú, resp. tschermakitický hornblend môže byť starší.

Svetlá sľuda. V študovaných horninách sa vyskytuje ako mikroskopický agregát tvoriaci reakčný lem okolo korundov (obr. 5, 6). Na základe mikroskopického štúdia predpokladáme, že je mladšia ako korund, na ktorého úkor vznikla. Zloženie svetlej sľudy zodpovedá Al-muskovitom (tab. 4, obr. 10). Zvýšený obsah Al a Mg odráža lokálne zloženie prostredia, z ktorého vznikala. Z pozorovania zloženia študovanej svetlej sľudy s údajmi v literatúre (napr. Klemd et al., 1991) vyplynulo, že zodpovedajú muskovitu, ktorý vzniká následnými procesmi premenou primárnych fengitov, resp. minerálov bohatých na Al. Z termodynamického hľadiska svetlá sľuda takéhoto zloženia vzniká v podmienkach amfibolitovej fácie, resp. fácie zelených bridlíc.

Plagioklas. Je pomerne zriedkavý, tvorí drobné hypidioblastické kryštály a je často silne alterovaný. Bazicita je pomerne vysoká (An_{40}; tab. 5), ale tá zodpovedá prostrediu vzniku (nízky obsah SiO_2, vysoký Al_2O_3).

Zirkón. V horninách je zastúpený pomerne bohato (do 1 %). Tvorí drobné, väčšinou svetlohnedé zaoblené kryštály rozličnej veľkosti (do 1 mm). V odrazených elektrónoch pozorovať výrazne zonálnu stavbu, ktorá pravdepodobne odráža evolúciu týchto hornín, pričom centrálne časti by mohli zod-

TAB. 2
Chemické zloženie korundov
Chemical composition of corundum

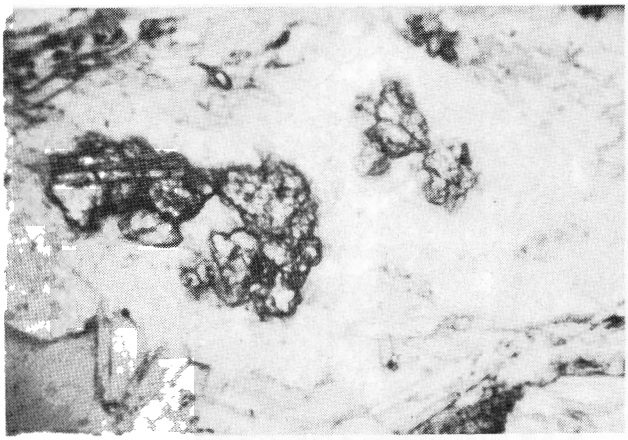
Č. vz.	J-277	J-277	J-277	J-277	J-277	A	B
SiO_2	-	-	-	-	-	-	
TiO_2	0,03	-	-	0,03	0,03	0,25	0,37
Al_2O_3	100,53	100,17	99,61	100,85	100,92	99,40	99,50
Cr_2O_3	0,03	0,08	0,17	-	-	-	-
FeO^+	0,11	0,09	0,07	0,05	0,14	0,81	0,28
MnO	-	-	0,02	-	0,05	-	0,06
MgO	0,02	0,01	-	0,01	-	-	0,13
CaO	0,03	-	0,04	-	0,02	-	-
Na_2O	0,02	-	-	-	-	-	-
K_2O	0,00	0,01	0,01	-	-	-	-
Σ	100,75	100,36	99,92	100,94	101,16	100,46	100,33

FeO^+ - celkové železo ako FeO; A - analýza korundu z práce Santosha (1987), B - analýza korundu z práce Klemda et al. (1991)

TAB. 3
Chemické zloženie amfibolov
Chemical composition of amphiboles

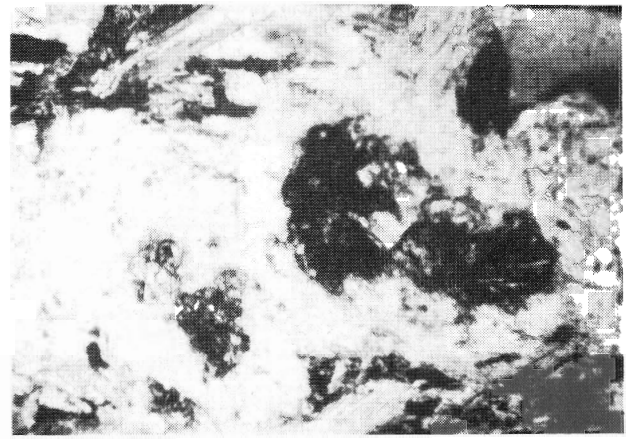
č.vz.	1T	2H	3T	4H	5T	6T
SiO_2	45,28	50,37	45,00	52,23	44,31	43,78
TiO_2	0,56	0,25	0,41	0,29	0,64	0,36
Al_2O_3	14,98	8,24	15,12	6,12	14,64	16,24
Cr_2O_3	0,11	0,00	0,07	0,18	0,09	0,15
FeO^+	6,89	6,16	7,13	5,25	7,10	7,14
MnO	0,00	0,17	0,20	0,15	0,12	0,22
MgO	14,83	18,67	14,86	19,59	15,32	14,84
CaO	12,13	11,88	12,16	12,04	12,47	12,47
Na_2O	1,73	0,96	1,68	0,64	1,63	1,85
K_2O	0,33	0,12	0,25	0,04	0,30	0,29
Total	96,83	96,84	96,88	96,54	96,61	97,34
Vzorec prepočet na 23 kyslíkov						
Si	6,47	7,07	6,41	7,36	6,35	6,21
AlIV	1,53	0,93	1,59	0,64	1,65	1,79
AlVI	0,99	0,43	0,95	0,38	0,82	0,93
Ti	0,06	0,03	0,04	0,03	0,07	0,04
Fe3+	0,11	0,00	0,32	0,00	0,34	0,41
Cr	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02
Mg	3,16	4,13	3,16	4,27	3,27	3,14
Fe2+	0,72	0,54	0,50	0,46	0,47	0,44
Mn	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
Ca	1,86	+,79	1,86	1,82	1,92	1,90
Na	0,11	0,00	0,14	0,00	0,08	0,10
NaA	0,37	0,26	0,32	0,17	0,37	0,41
K	0,06	0,02	0,05	0,01	0,06	0,05
MG/FM	0,81	0,84	0,86	0.87	0,87	0,88

FeO^+ = celkové železo ako FeO, MG/FM = Mg / Mg^+Fe^{2+}



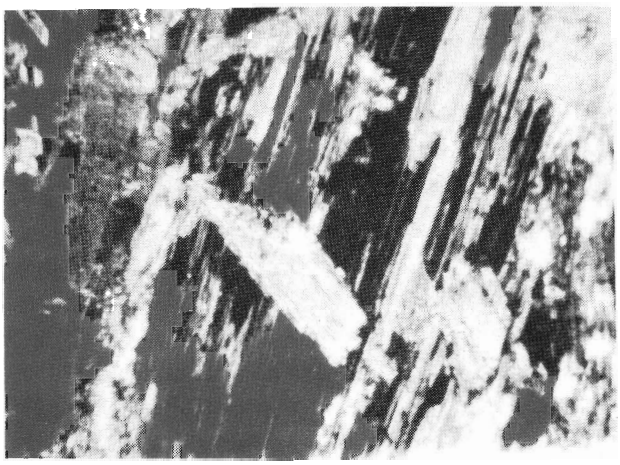
Obr. 5. Nepravidelné kryštály korundu premenene na jemnošupinkovitý agregát svetlej sľudy. Zv. 32 x, 1 N.

Fig. 5. Irregular crystals of corundum altered to fine flaky aggregate of white mica. Magn. x32, parallel nicols.



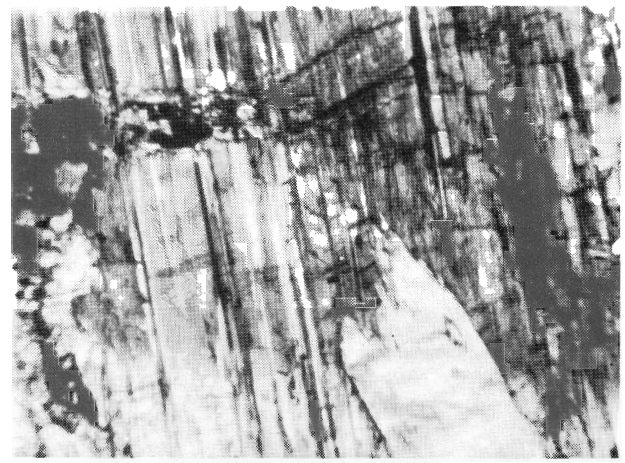
Obr. 6. Nepravidelné kryštály korundu premenene na jemnošupinkovitý agregát svetlých sľúd. Zv. 32 x, 2 N.

Fig. 6. Irregular crystals of corundum altered to fine flaky aggregate of white mica. Magn. x32, crossed nicols.



Obr. 7. Prerastanie dvoch typov amfibolov; tschermakitický hornblend (tmavá fáza) s Mg-hornblendom (svetlá fáza), priečne - flogopit. Zv. 32 x, 2 N.

Fig. 7. Intergrowth of two amphiboles: the one is a tschermakitic hornblende (dark phase) and the other a Mg-hornblende (light phase), transversal phlogopite. Magn. x32, crossed nicols.



Obr. 8. Prerastanie dvoch typov amfibolov; tschermakitický hornblend (tmavá fáza) s Mg-hornblendom (svetlá fáza), priečne - flogopit. Zv. 64 x, 2 N.

Fig. 8. Intergrowth of two amphiboles: the one is a tschermakitic hornblende (dark phase) and the other a Mg-hornblende (light phase), transversal phlogopite. Magn. x64, crossed nicols.

povedať pôvodnému starovariskému, resp. predvariskému zirkónu. Odpoveď na túto otázku dajú výsledky geochronologických analýz.

Z ďalších akcesorických minerálov sa vyskytuje chlorit, apatit (zaoblené tvary, resp. často rozpukané), epidot, allanit a Cr-spinel. Allanit má zonálnu stavbu a vysoký obsah Ce; Cr-spinel indikuje prostredie, v ktorom horniny vznikali, čiže blízkosť ultrabázických hornín (Spišiak a Pitoňák, in press b).

Geochémia

Zloženie korundovo-flogopitových hornín sme študovali na jednej vzorke s takýmto modálnym zložením: flogopit 60 %, korund 30 %, svetlá sľuda 6 %, hornblend 2 %, akcesórie 3 % (zirkón, apatit, allanit, epidot). Vzorka sa analyzovala rtg fluorescenciou (petrogénne prvky; GÚ SAV Bratislava, analytik Toman), resp. spektrálne (stopové prvky; GÚ SAV Banská Bystrica, analytička Paulíniová). Výsledky analýzy sú nasledujúce: SiO_2 42,75, TiO_2 0,39, Al_2O_3 22,90, Fe_2O_3 5,94, MnO 0,07, MgO 14;07, CaO 3,12, Na_2O 1,74, K_2O 5,39, H_2O^+ 0,29, H_2O^- 3,16, Σ = 99,82.

Ba 550, B 5, Pb 22,4, Zr 690, Co 28,8, Ni 129, Y 46, V 26,3, La 30, Ga 25,1, Cr 720, Sr 112.

Pre horninu je charakteristický vysoký obsah Al_2O_3, MgO, K_2O, Ni, Cr, Zr, La a Y, resp. nízky obsah SiO_2 a CaO. Vysoký obsah MgO, Ni a Cr dokumentuje úzku väzbu na ultrabázické horniny,

TAB.4
Chemické zloženie svetlých sľúd
Chemical composition of white mica

č.vz.	1	2	3	4	5
SiO_2	48,37	48,34	48,47	48,16	48,57
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	38,57	37,69	37,60	37,17	37,76
Cr_2O_3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,11	0,11	0,28	0,46	0,30
MnO	0,01	0,00	0,03	0,00	0,07
MgO	0,35	0,08	0,63	1,88	0,68
CaO	0,03	0,03	0,04	0,00	0,17
Na_2O	0,14	0,17	0,11	0,07	0,23
K_2O	10,29	9,91	9,57	9,26	8,75
Σ	97,89	97,33	96,74	97,01	96,53
Vzorec prepočet na 22 kyslíkov					
Si^{IV}	6,18	6,19	6,24	6,19	6,24
Al^{IV}	1,82	1,81	1,76	1,81	1,76
Al^{VI}	3,98	4,03	3,95	3,82	3,96
Ti	-	0,00	-	-	-
Cr	0,00	-	-	-	-
Fe^{+3}	-	-	0,00	0,00	0,00
Fe^{+2}	0,01	0,01	0,03	0,05	0,03
Mn	0,00	-	0,00	-	0,01
Mg	0,07	0,02	0,12	0,36	0,13
Ca	0,00	0,00	0,01	-	0,02
Na	0,03	0,04	0,03	0,02	0,06
K	1,68	1,62	1,57	1,52	1,44

FeO+ = celkové železo ako FeO

TAB.5
Chemické zloženie plagioklasov
Chemical composition of plagioclase

	1	2	3
SiO_2	56,75	57,05	57,21
TiO_2	0,05	-	0,01
Al_2O_3	27,07	25,67	26,73
FeO^+	0,08	0,50	0,13
MnO	0,03	0,01	-
MgO	0,00	0,23	0,03
CaO	9,29	8,72	9,17
Na_2O	6,69	6,83	6,41
K_2O	0,06	0,07	0,08
Σ	100,2	99,10	99,77
Vzorec prepočet na 8 kyslíkov			
Si	2,55	2,59	2,57
Al	1,43	1,37	1,42
Ca	0,45	0,42	0,44
Na	0,58	0,60	0,56
K	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,02	0,00
Mg	0,00	0,02	0,00
or	0,33	0,39	0,46
ab	56,40	58,41	55660
an	43,27	41,19	43,94
alk.ž.	56,61	62,71	58,36
an	43,39	37,29	41,64

FeO^+ = celkové železo ako FeO

vysoký obsah K_2O a Al_2O_3 odráža minerálne zloženie (korund, flogopit), kým Zr, La a Y sú odrazom relatívne vysokého obsahu zirkónu a allanitu.

Diskusia a záver

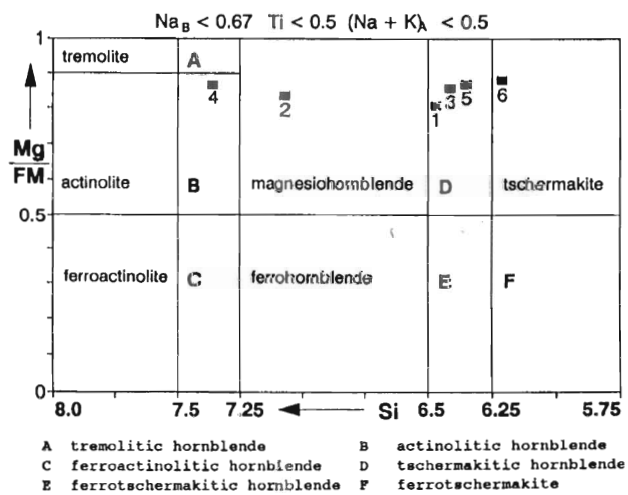
Korundovo-flogopitové horniny doteraz neboli z oblasti Západných Karpát opísané a zmienku o takomto type hornín sme nenašli ani v literatúre. Špecifické typy hornín, ktoré obsahujú obidva tieto minerály, sú opísané, ale nie ako dominantné. Nález korundovo-flogopitových hornín v komplexe tzv. pásikavých amfibolických hornín (Spišiak a Pitoňák, 1991) signalizoval možnosť ich väčšieho smerného rozsahu. Genéza tohto typu hornín môže byť rozličná. Sú dve základné možnosti:

a) Korundovo-flogopitové horniny predstavujú metamorfovaný ekvivalent hornín špecifického zloženia (sedimenty bohaté na Al, laterity a pod., pozri napr. Bol et al., 1989). V takom prípade by bola veľká pravdepodobnosť ich väčšieho priestorového rozšírenia.

b) Korundovo-flogopitové horniny predstavujú metasomatit špecifického zloženia, ktorý vznikol ako výsledok reakcie ultrabázických hornín s okolnými pásikovanými amfibolickými horninami. Rozšírenie hornín je iba lokálne.

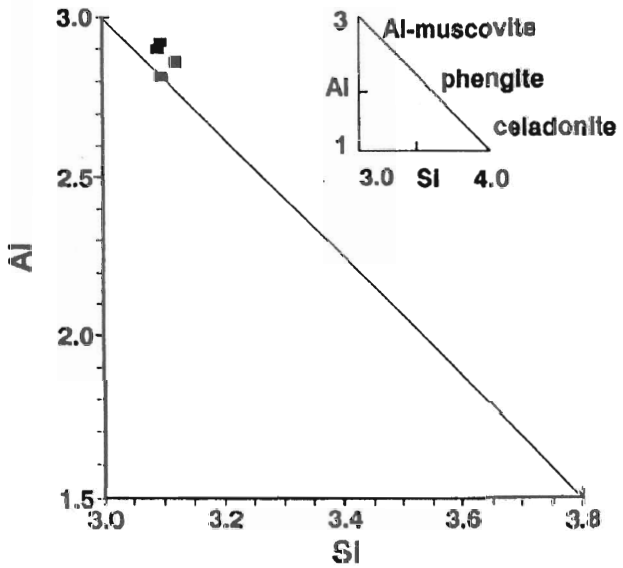
Podľa súčasných výskumov je pravdepodobnejšia druhá alternatíva. V jej prospech svedčia nasledujúce fakty:

- nehomogénne minerálne zloženie korundovo-flogopitových hornín,



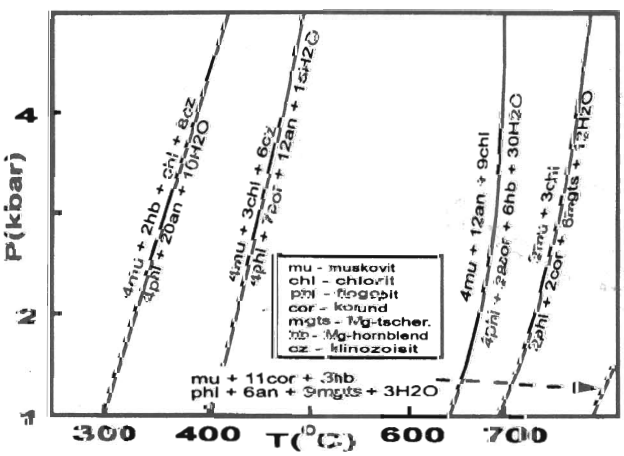
Obr. 9. Klasifikačný diagram vápenatých amfibolov IMA (Leake, 1978). Analýzy z Tab. 3.

Fig. 9. IMA Classification plot of calcic amphiboles (Leake, 1978). Analytical data in Tab. 3.



Obr. 10. Klasifikačný diagram svetlej sľudy (podľa Klemda et al., 1991). Analýzy z tab. 4.

Fig. 10. Classification plot of white mica (Klemd et al., 1991). Analytical data in Tab. 4.



Obr. 11. Schematický fázový diagram vypočítaný pomocou programu THERMOCALC. Aktivity pre všetky zložky sa pokladali za jednotkové.

Fig. 11. Schematic phase diagram calculated using the THERMOCALC routine. Activities of all components were assumed to one.

- výskyt týchto hornín v bezprostrednej blízkosti ultrabazitov,

- chemické zloženie korundovo-flogopitových hornín (vysoký obsah Cr, Ni a pod., t.j. prvkov typických pre ultrabazity),

- minerálne zloženie (flogopit, Cr-spinel; hoci spinel je typický minerál hornín bohatých na Al a bežne asocinje s korundom, ide vždy o Al-spinel, a nie o Cr-spinel).

Pokúsili sme sa vyjadriť možné reakcie vzniku pozorovanej minerálnej asociácie (obr. 11). Schematický fázový diagram uvedeného systému bol vypočítaný pomocou program THERMOCALC (Holland a Powell, 1990). Pre nedostatok exaktných údajov sa použili jednotkové aktivity pre všetky zložky. Napriek tomu, že sústava nemá znaky rovnováhy, diagram dobre ilustruje možné reakcie vzniku korundu a jeho rozpadu na svetlú sľudu a chlorit.

Poďakovanie. Ďakujeme prof. F. P. Sassimu a C. Mazolimu (Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Universita di Padova, Italy) za poskytnutie meracieho času na mikroanalyzátore a RNDr. F. Caňovi (GÚDŠ) za analyzovanie vzoriek. Práca vznikla v rámci grantu 2/999128 (SAV).

Literatúra

Arnold, J.& Sandiford, M. 1990: Petrogenesis of cordierite-orthoamphibole assemblages from the Springton region, South Australia. *Contr. Mineral. Petrology, 106, 100 - 109.*

Bezák, V. & Klinec, A. 1980: The new interpretation of tectonic development of the Nízke Tatry Mts. - west part. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, 569 - 571.*

Bol, L. C. G. M., Maijer, C. & Jansen, J. B. H. 1989: Premetamorphic lateritisation in Proterozoic metabasites of Rogaland, SW Norway. *Contr. Mineral. Petrology, 103, 306 - 316.*

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1962: Rock-forming minerals. *Vol. 3., Longmans, London.*

Desmons, J. & Hunziker, J. C. 1988: Genesis of layred amphibolites: the case of the Pennine zones of the Western Alps. *Bol. Depto. Geol. Uni-Son, 5, 1, 53 - 61.*

Gieré, R. 1986: Zirconolite, allanite and hoeghbomite in a marble skarn from the Bergell contact aureole: implications for mobility of Ti, Zr and REE. *Contr. Mineral. Petrology, 93, 459 - 470.*

Holland, T. & Powell, R. 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. *J. Metamorphic Geol., 8, 89 - 124.*

Klemd, R., Matthes, S. & Okrush, M. 1991: High-pressure relics in meta-sediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria. *Contr. Mineral. Petrology, 107, 328 - 342.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag. 42, 533.*

Lonker, S. W. 1988: An occurrence of grandidioritee, kornerupine, and tourmaline in southeastern Ontario, Canada. *Contr. Mineral. Petrology, 98, 502 - 516.*

Petersen, E. U., Essene, E. J., Peacor, D. R. & Marcotty, L. A. 1989: The occurrence of högbomite in high-grade metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrology, 101, 350 - 360.*

Pitoňák, P. & Spišiak, J. 1992: Skarnoidy v oblasti Jasenia-Kyslej (Nízke Tatry). *Mineralia slov., 24, 279 - 283.*

Santosh, M. 1987: Cordierite gneisses of southern Kerala, India: petrology fluid inclusions and implications for crustal uplift history. *Contr. Mineral. Petrology, 96, 343 - 356.*

Spear, F. S. & Kimball, K. 1984: RECAMP - A FORTRAN IV program for estimating Fe^{3+} contents in amphiboles. *Comput. Geosci., 10, 317 - 325.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1990: Nízke Tatry Mts. crystalline complex new facts and interpretation (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 4, 377 - 392.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1991: Banded amphibolic rocks - ancient Oceanic Crust ? *Abstrakty ku konferencii Malé Karpaty Geology of the Alpine - Carpathian junction. Smolenice 1991.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. 1992: Banded amphibolic rocks - pre-Variscan basement of the Western Carpathians ? *Terra Nova, abstracts, Suppl. 2, ALCAPA meeting, Graz, 147, 63.*

Spišiak, J. & Pitoňák, P. (in press): Allanit z korundovo-flogopitových hornín (Jasenie, Nízke Tatry). *Acta geol.geogr. Univ. Comen.*

Stille, P. 1989: On the genesis of the amphibolites and hornblendefelses in the Berisal Complex (Simplon, Italy - Switzerland). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 34, 205 - 246.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 399 - 405

Postsedimentárna premena sedimentov permu severného gemerika a hronika Západných Karpát

VLADIMÍR ŠUCHA[1] a DENNIS D. EBERL[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

[2]U.S. Geological Survey-4 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303-3328, USA

(Doručené 12. 8. 1992, revidovaná verzia doručená 13. 10. 1992)

Burial metamorphism of Permian sediments in the Northern Gemeric and Hronic units, West Carpathians

Detailed investigation of illite crystallinity, contents of expandable layers and distribution of fundamental particle thicknesses of illite from pelitic and aleurolitic Permian sediments of the West Carparthians allowed to distinguish two rock groups differing by the degree of their burial metamorphism. The first group is represented by sediments of the Ipoltica Group in the Hronic unit where the alteration temperature did not exceed 150 °C representing diagenetic stage. The second group represented by rocks of the Northern Gemeric, together with further samples from the Southern Gemeric, Zemplinic, Northern Veporic and from the basement of the Vienna Basin, which were altered in anchimetamorphic stage by temperatures of 200 - 250 °C.

Úvod

Na stanovenie stupňa postsedimentárnej premeny permských sedimentov sme použili výsledky detailného štúdia illitu, charakteristického minerálu týchto sedimentov. Illit a niektoré jeho základné charakteristiky ako indikátory stupňa postsedimentárnej premeny využívajú mnohí autori vo svete (Weaver, 1961, 1984; Frey, 1970, 1987; Kubler, 1967, Kisch, 1983, Hunziker et al., 1986, atď.). Najčastejšie sa pri illite využíva tzv. kryštalinita illitu (množstvo koherentne difraktujúcich domén zisťované na základe geometrie prvého bazálneho reflexu rtg difrakčného záznamu) obsah expandujúcich vrstiev v štruktúre illitu, polytypná modifikácia, b-hodnota základnej bunky illitu atď.

V práci sme sa pokúsili využiť niektoré zo spomenutých charakteristík illitu na určenie postsedimentárnej premeny permských sedimentov v oblasti Západných Karpát. Zamerali sme sa najmä na oblasti s výskytom hornín, ktoré sú petrograficky na tento druh štúdia najvhodnejšie, na pelity a aleurolity. Limitujúcim faktorom boli aj technické prieskumné diela (vrty, šachtice, štôlne), lebo tento materiál sme uprednostnili pred povrchovým odberom. S ohľadom na tieto fakty sa naša pozornosť sústredila hlavne do oblasti severného gemerika a do permu hronika.

V severogemerickom permi sme odobrali asi 60 vzoriek z krompašskej skupiny, ktorá predstavuje prechodnú jednotku medzi podložnou dobšinskou a rakoveckou skupinou a nadložným spodným triasom. Krompašská skupina sa delí na tri základné súvrstvia - knolské, petrovohorské a novoveské (Bajaník et al., 1981). Na sledovanie illitu v jemných sedimentoch je najvhodnejšie novoveské súvrstvie, lebo veľmi často obsahuje bridlice. Ostatné súvrstvia sú z tohto pohľadu menej zaujímavé. Litologickú charakteristiku skupiny podrobnejšie opisuje práca Novotného a Miháľa (1987). Charakteristickou črtou bridlíc krompašskej skupiny je striedanie zeleného a fialového sfarbenia.

V ipoltickej skupine permu hronika (Vozárová a Vozár, 1988) sme odobrali a študovali 35 vzoriek. Ipoltická skupina predstavuje vulkanosedimentárny komplex zložený z množstva po sebe sa opakujúcich sedimentárnych cyklov. Vyskytuje sa na mnohých miestach Západných Karpát, ale najväčšie rozšírenie



Obr. 1. Schéma miest odberu vzoriek permských sedimentov na území Západných Karpát.

Fig. 1. Scheme of sampling sites in the West Carpathian Permian sediments.

možno pozorovať v oblasti Kráľovohoľských Tatier a Kozích chrbtov. Najmä na toto územie sme sústredili pozornosť. Ipoltická skupina pozostáva z dvoch litostratigrafických jednotiek - nižnobocianskeho a malužinského súvrstvia. Rozšírenejšie je malužinské súvrstvie, ktoré má na mnohých miestach výskyty uránového zrudnenia (Rojkovič, 1974).

Na porovnanie s ostatnými výskytmi jemných sedimentov permu v oblasti Západných Karpát sme odobrali vzorky z gočaltovskej skupiny južného gemerika (2 vzorky), z permu Starohorských vrchov severného veporika (3 vzorky), z permu zemplinika (3 vzorky) a z permu podložia viedenskej panvy (5 vzoriek).

Metodika

Na analýzu illitu vo vzorkách sme materiál podrvili na zrnitosť pod 0,2 mm. Potom sme z neho sedimentačne separovali jemnú frakciu (pod 2 μm), aby sa čo najviac odstránil vplyv detritického muskovitu. Pred separáciou frakcie sme odstránili diagenetický tmel, a to karbonáty sodno-octanovým pufrom, organickú hmotu peroxidom vodíka a voľné oxidy železa ditioničitanom sodným (Jackson, 1975). Vo frakcii získanej sedimentáciou sa pomocou 1N roztoku $SrCl_2$ upravil vymeniteľný katión. Prebytočné soli sa odstránili dialýzou. Z jemnej frakcie sme pripravili orientované preparáty na sklené doštičky. Tie sme analyzovali rtg difrakčnou analýzou v prírodnom stave a po sýtení etylénglykolom (8 hodín v pare EG pri teplote 60 °C).

Na fázovú rtg difrakčnú analýzu preparátov sa použil difraktometer Philips PW 1050/25 a Cu K_α žiarenie. Rýchlosť otáčania goniometra bola 2° 2Θ/min a 1° 2Θ/min.

Distribúcia veľkosti difrakčných domén illitov sa merala difraktomerom Siemens 500 a Warrenovo-Averbachovou metodou založenou na meraní zmien rozšírenia difrakčných reflexov (Eberl a Środoń, 1988)

Výsledky

Mineralogické zloženie študovaných permských sedimentov

Rtg difrakčnou analýzou sme v študovaných vzorkách identifikovali kremeň, illit, živce, chlorit, karbonáty, kaolinit, sadrovec, hematit, resp. pyrit. Po separovaní jemnej frakcie, ktorou sme sa zaoberali predovšetkým, zostali vo vzorkách illity ako najhojnejšie minerály, ďalej Fe-Mg chlority a kremeň. Kaolinit sa vyskytoval pomerne zriedka. Ostatné minerály boli separáciou jemnej frakcie vo vzorkách potlačené tak, že ich rtg difrakciou nebolo možno stanoviť.

Ako sme už spomenuli, pri všetkých vzorkách sme sa zamerali hlavne na podrobnú charakteristiku svetlej sľudy, ktorú sme na základe štruktúrnych a kryštalochemických kritérií (Środoń a Eberl, 1984) identifikovali ako illit.

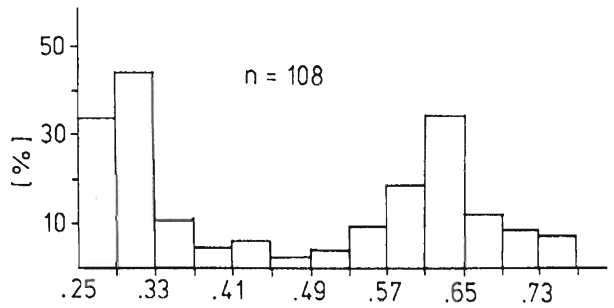
Kryštalinita illitu

Tento parameter sa na lepšie poznanie podmienok genézy sedimentov používa viac ako 30 rokov (Weaver, 1961). Viacerí autori používajú rôzne spôsoby merania kryštalinity illitu. Spoločnou črtou je, že kryštalinitu odvodzujú od tvaru, resp. parametrov prvého bazálneho reflexu illitu (pozri súhrnné práce Kischa, 1983 a Freya, 1987). V tejto práci pod kryštalinitou illitu rozumieme hodnotu šírky prvého bazálneho reflexu illitu meranú v polovici jeho výšky. Táto hodnota je vyjadrená v stupňoch 2Θ. Tvar reflexov rtg difrakčného záznamu závisí od mnohých faktorov (Šucha et al., 1991), a preto sme na elimináciu ich vplyvu štandardne používali vzorky s rovnakým vymeniteľným katiónom, rovnakú metódu prípravy preparátov a rovnaké podmienky snímania rtg difrakčných záznamov.

Kryštalinitu illitu možno využívať:

1. ako relatívnu hodnotu slúžiacu na porovnanie viacerých súborov analyzovaných v jednom laboratóriu,
2. ako hodnotu stanovujúcu stupeň postsedimentárnej premeny horniny so súčasným začlenením do určitého všeobecne platného štádia vývoja - diagenetické, anchimetamorfné, epimetamorfné štádium (Frey, 1987). Hranice medzi jednotlivými štádiami zároveň predstavujú konkrétnu teplotu (200 °C pre začiatok anchizóny, 300 °C pre začiatok epizóny).

Pri priamom určovaní štádia vývoja sedimentu pomocou kryštalinity illitu je nevyhnutné použiť medzilaboratórny štandard. Ten umožňuje korelovať výsledky so všeobecne uznávanými štádiami vývoja. V našom prípade to bol štandard umožňujúci kalibráciu s difraktometrom Kubíera (merané prostredníctvom Árkaia z Maďarskej akadémie vied v Bu-



Obr. 2 Histogram hodnôt kryštalinity illitu v ílovej frakcii pod 2 mikrometre. Hodnoty sú vyjadrené v stupňoch 2 Θ.

Fig. 2. Frequency distribution of illite crystalinity in the clay fraction less than 2 μm (°2 Θ values).

dapešti). Na základe kalibrácie pomocou štandardu v našej sérii vzoriek predstavuje hranica medzi štádiom diagenézy a anchimetamorfózy hodnotu 0,36° 2 Θ.

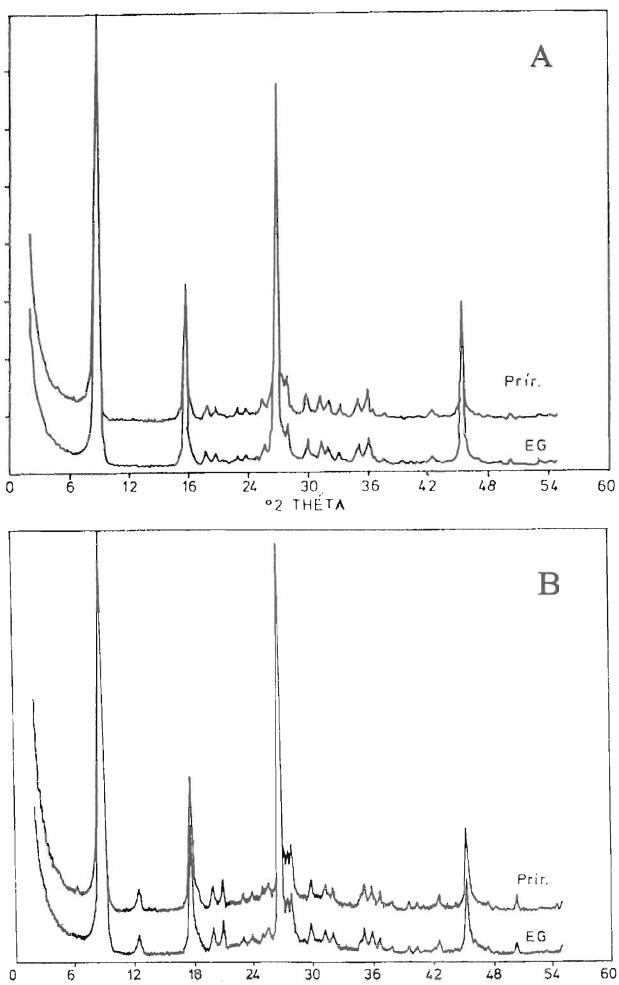
Výsledky získané meraním sme zostavili do histogramu (obr. 2). Rozdelenie hodnôt polšírok vykazuje dve výrazné maximá: prvé pri nižších (0,29 - 0,33° 2Θ) a druhé pri vyšších hodnotách veľkosti polšírky prvého illitového reflexu (0,61 - 0,65° 2Θ). Hodnoty sústredené na pravej strane histogramu (vyššie hodnoty) patria permu hronika (ipoltická skupina). Na ľavej strane (nižšie hodnoty) sa sústredili vzorky permu severného gemerika, ale súčasne aj úplne všetky vzorky z ostatných výskytov permu v Západných Karpatoch, ktoré sme na toto štúdium odobrali (pozri úvod).

Expandabilita

Expandabilita predstavuje množstvo expandujúcich (napučnievajúcich) vrstiev v štruktúre illitu. Ide o vrstvy schopné prijať do svojej štruktúry molekuly etylénglykolu, a tak zväčšiť medzivrstvovú vzdialenosť. Pri zaoberaní sa vzorkami postihnutými postsedimentárnou premenou predstavujú expandujúce vrstvy v illitoch relikt najvýznamnejšej minerálnej premeny prebiehajúcej v sedimentoch od smektitu cez zmiešanovrstvový illit/smektit, illit až po muskovit. Prítomnosť expandujúcich vrstiev sa na rtg difrakčnom zázname prejavuje po sýtení EG zmenou polohy reflexov (Šucha et al., 1991). V našom prípade ani pri jednej vzorke nenastala badateľná zmena difraktogramu (obr. 3A, B). Svedčí to o malom množstve expandujúcich vrstiev. V takom prípade môže s istotou potvrdiť alebo vyvrátiť prítomnosť aspoň malého množstva expandujúcich vrstiev iba index Ir (Środoń, 1984). Tento index predstavuje pomer intenzít prvého a tretieho bazálneho reflexu pred sýtením parou EG a po ňom. Ak je tento pomer rovný 1, vo vzorke niet expandujúcich vrstiev. Ak hodnota presahuje 1, možno isté množstvo expandujúcich vrstiev vo vzorke predpokladať.

V študovaných permských vzorkách sa hodnota indexu Ir pohybovala od 1,06 do 2,20. To znamená, že ani jedna vzorka nie je úplne bez expandujúcich vrstiev, čiže svetlú sľudu nemožno považovať za muskovit, lebo muskovit nemôže obsahovať nijaké expandujúce vrstvy.

V našom prípade možno expandabilitu kvantifikovať len na základe rovníc vyjadrujúcich vzťah medzi



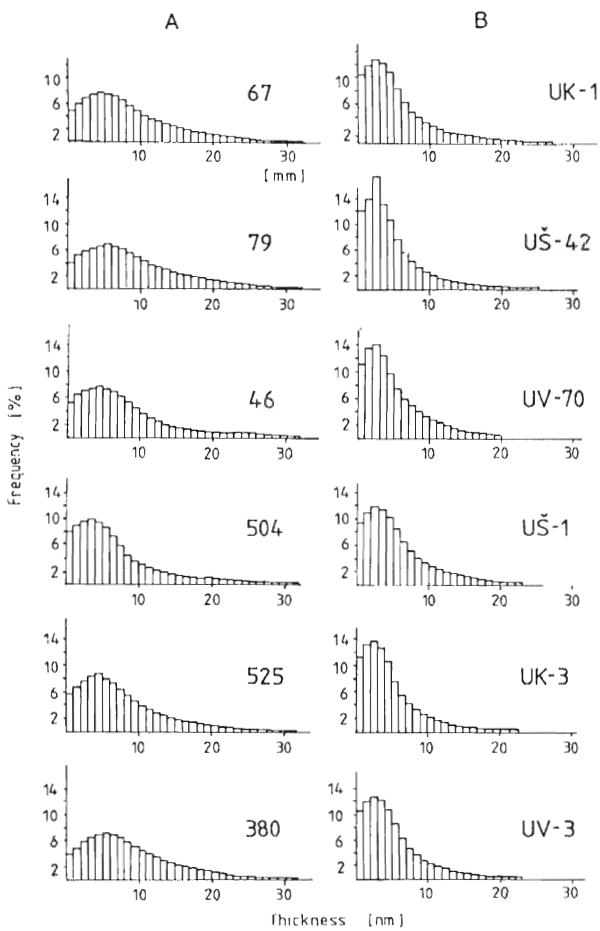
Obr. 3. Rtg difrakčný záznam orientovaného preparátu ílovej frakcie (pod 2 μm) vyseparovanej zo sedimentov ipoltickej skupiny hronika (A) a krompašskej skupiny severného gemerika (B). Prír. - vzorka analyzovaná v prírodnom stave; EG - vzorka analyzovaná po sýtení etylénglykolom.

Fig. 3. X-ray diffraction record of oriented clay fraction (< 2 μm) separated from sediments of the Ipoltica Group, Hronic unit (A) and that from the Krompachy Group, Northern Gemeric (B). Prír. - sample analyzed in air dried, natural state, EG - sample after saturation by ethylenglycol.

indexom Ir a expandabilitou (Eberl a Środoń, 1988). Použitím týchto rovníc by bolo možno expandabilitu odhadnúť maximálne na 5 až 6 %.

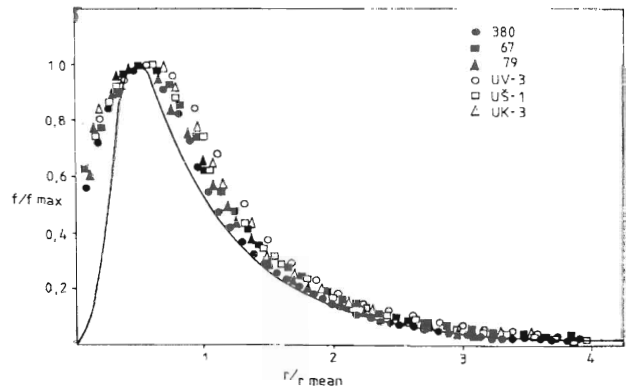
Distribúcia hrúbky častíc

Hrúbka častíc sa stanovovala Warren-Averbachovou (W-A) rtg difrakčnou metódou (Eberl a Środoń 1988). Metóda je založená na meraní rozšírenia dvojíc difrakčných reflexov. Vzhľadom na to, že ide o rtg difrakčnú metódu, predstavujú získané výsledky illitové kryštality, resp. ich časti, ktoré pri prechode rtg difrakčného žiarenia koherentne difraktujú. V kryštalitoch sú však pomerne časté poruchy koherentnosti difrakcie. To znamená, že správnejšie by bolo hovoriť nie o hrúbke, ale o veľkosti koherentne difraktujúcich



Obr. 4. Histogramy hrúbky základných častíc illitov meranej Warren-Averbachovou rtg difrakčnou metódou. A - vzorky permu severného gemerika; B - vzorky permu hronika.

Fig. 4. Frequency distribution of the fundamental basic illite particles measured by Warren-Averbach x-ray diffraction method. A - Permian samples of the Northern Gemeric, B - Permian samples of the Hronic unit.



Obr. 5. Redukovaný diagram veľkosti illitových častíc (bližšie vysvetlenie pozri v texte). Krivka v diagrame predstavuje krivku lognormálneho rozdelenia (podľa Eberla et al., 1990).

Fig. 5. Reduced plot of illite particle sizes (explanation in the text). The curve represents lognormal distribution (after Eberl et al., 1990).

domén. V ideálnom prípade , keď by v kryštalitoch neboli nijaké poruchy rastu, by sa mohla veľkosť difrakčných domén stotožniť s hrúbkou illitových častíc.

Na meranie permských illitov sme vybrali dve hlavné študované skupiny - illity permu severného gemerika a illity permu hronika. Použili sme tri dvojice reflexov (001 - 002, 001 - 005, 002 - 005). Výsledky získané meraním týchto dvojíc sú veľmi podobné, ale vzhľadom na to, že pri niektorých vzorkách bol reflex (002) veľmi malý, sme na ďalšie spracovanie použili výsledky získané z dvojice reflexov 001 - 005. Nameraná veľkosť kryštalitov gemerických illitov kolíše medzi 7,2 až 11,5 nm a priemerná hodnota je 9,96 nm (obr. 4). Hodnoty získané pri illitoch permu hronika sa pohybujú od 5,0 do 6,0 nm a priemerná hodnota je 5,38 nm.

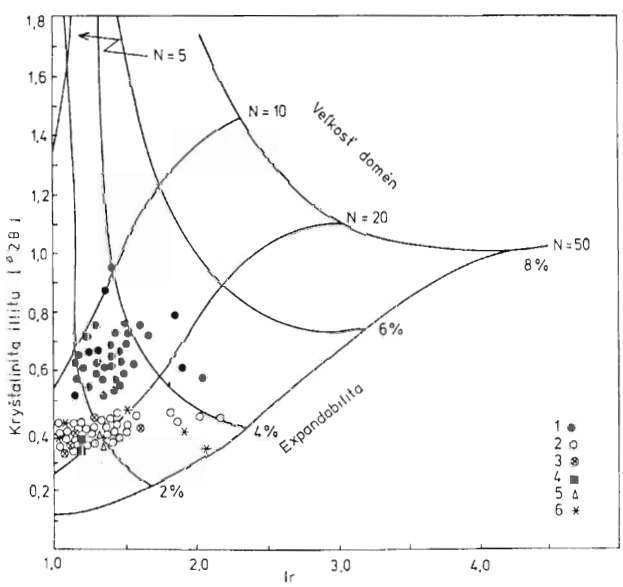
Ak sú k dispozícii hodnoty rozmerov kryštálov, je vhodné pomocou sledovania ich distribúcie uvažovať o mechanizme ich vzniku, resp. rastu. Tento problém rieši Ostwaldova teória, ktorá predpokladá vznik kryštálov mechanizmom simultánneho rastu a rozpúšťania kryštálov (Baronnet, 1982). Veľké kryštály v systéme rastú na úkor malých, ktoré sa rozpúšťajú. Riadiacim faktorom reakcie je tendencia systému minimalizovať povrchovú energiu. V priebehu procesu sa priemerná veľkosť častíc v systéme zväčšuje a hladina nasýtenia prostredia klesá. Tento mechanizmus, ktorý sa volá Ostwaldovo zrenie, sa v študovanom systéme môže identifikovať zobrazením distribúcie veľkosti častíc pomocou redukovaných koordinát f/f_{max} a r/r_{priem}, kde f je frekvencia danej triedy, f_{max} je maximálna frekvencia

v celom súbore, r je polomer častice a r_{priem} je priemerný polomer veľkostí častíc v celom súbore. Ak sa takýmto spôsobom získa súbor bodov ležiaci na profile, ktorým možno preložiť krivku, je to dôkaz o existencii vplyvu Ostwaldovho zrenia v študovanom systéme.

Pre naše vzorky sme vytvorili redukované diagramy (obr. 5). Tak sme celkom jednoznačne dostali krivky, ktoré sú pre obidve skupiny permských illitov totožné a zároveň sa prekrývajú s krivkou lognormálneho rozdelenia. Existencia zhodných kriviek obidvoch súborov je dôkazom nielen vplyvu Ostwaldovho zrenia na vznik illitov, ale aj rovnakého mechanizmu rastu kryštálov v obidvoch skupinách (Eberl et al., 1990).

Diskusia

Po zhrnutí údajov tak, ako sme ich postupne získavali, možno v rámci študovaných vzoriek rozlíšiť dve základné skupiny illitov. Jednu tvoria illity ipoltickej skupiny hronika a druhú illity krompašskej skupiny severného gemerika spolu



Obr. 6. Diagram zobrazujúci vzťah medzi indexom Ir a veľkosťou polšírky prvého bazálneho reflexu illitu (kryštalinita illitu). 1 - vzorky permu ipoltickej skupiny hronika, 2 - perm krompašskej skupiny gemerika, 3 - perm severného veporika, 4 - perm zemplinika, 5 - perm južného gemerika, 6 - perm podložia viedenskej panvy.

Fig. 6.Plot of relation between Ir index and the width at half height of the first basal reflection of illite (illite crystalinity). 1 - Permian samples of the Ipoltica Group, Hronic unit, 2 - Permian anples of the Krompachy Group, Northern Gemeric, 3 - Permian of the Northern Veporic, 4 - Permian of the Zemplinic, 5 - Permian of the Southern Gemeric, 6 - Permian rocks from the basement of the Vienna Basin.

s ostatnými permskými vzorkami, ktoré sme použili na doplnenie (illity gočaltovskej skupiny južného gemerika, permu Starohorských vrchov severného veporika, permu zemplinika a permského podložia viedenskej panvy). Rozdiel sa najvýraznejšie prejavuje pri porovnaní výsledkov indexu kryštalinity a distribúcie veľkostí častíc. Obsah expandujúcich vrstiev je pri všetkých vzorkách reprezentovaný indexom Ir. Jeho hodnoty sú v celom analyzovanom súbore veľmi podobné. Nízku hodnotu obsahu napučnievajúcich vrstiev treba pravdepodobne hľadať v stupni postsedimentárnej premeny a vo veku študovaných hornín. Je známe, že diagenetická illitizácia smektitov sa začína zhruba pri teplote 50 °C (Perry a Hower, 1970) a postupne prechádza štádiami premeny až do úplného zmiznutia všetkých expandujúcich vrstiev pri teplote, ktorej hodnota nie je úplne jasná. Napríklad Frey (1987) ju kladie na hranicu diagenéza/anchimetamorfóza (200 °C), Weaver (1984) až na hranicu anchimetamorfózy a epimetamorfózy (ktorá podľa neho predstavuje teplotu 360 °C). atď. Doteraz najdôveryhodnejšie hodnoty priniesli merania z oblasti Salton Sea (McDowell a Elders, 1980), kde sa neexpandujúce illity objavujú pri teplote 276 °C. V každom prípade však treba počítať aj s časovým faktorom. Środoń (1985) predpokladá , že na dosiahnutie hodnoty 15 % expandujúcich vrstiev je v neogénnych sedimentoch potrebná teplota asi 175 °C, v kriedových 120 °C a v triasových 90 °C (pri neogéne to potvrdzujú aj naše výsledky, Šucha, 1991). Je to logické, ak sa pripustí, že premena smektitu na illit je kinetická reakcia (Eberl et al., 1990). Z pohľadu kinetiky reakcie je zaujímavé, že redukované profily veľkosti difrakčných domén majú zhodný priebeh pri obidvoch najpočetnejších skupinách študovaných vzoriek aj napriek tomu, že sa veľkosť domén výrazne odlišuje. Tento fakt svedčí o zhodnom type reakcie vzniku illitov v obidvoch oblastiach. Z toho vyplýva, že časový faktor mal pri illitizácii smektitu v permských sedimentoch významnú úlohu. Tým možno vysvetliť nízky obsah expandujúcich vrstiev v illitoch permu ipoltickej skupiny, kde údaje o kryštalinite illitu poukazujú na výrazne nižší stupeň postsedimentárnej premeny oproti ostatným študovaným illitom. Predpokladáme, že sa v perme ipoltickej skupiny dosiahla istá teplota, ktorá spolu s časom spôsobila premenu smektitu na illit. V krompašskej skupine, ako aj v ostatných analyzovaných vzorkách predpokladáme vyššiu teplotu, ale jej výška nedosiahla hodnotu, ktorá by bola spô-

sobila úplnú stratu expandujúcich vrstiev. Túto situáciu veľmi názorne dokumentuje aj graf (obr. 6) vyjadrujúci vzťah polšírky prvého illitového reflexu a pomeru intenzít Ir (Eberl a Velde, 1989). Vzorky ipoltickej skupiny na jednej a ostatné vzorky na druhej strane vytvárajú jednoznačnene oddeliteľné oblasti s rozdielnou kryštalinitou illitu a s podobným indexom Ir. Obidve jasne oddelené skupiny sú však v spoločnej časti grafu, čo predpokladá existenciu relatívne veľkých kryštálov s neveľkým počtom porúch. Táto regionálna reakcia, ktorá bola najpravdepodobnejšie v obidvoch skupinách rovnaká (obr. 5), bola postupná a pomalá, bez prudkých zmien alebo výkyvov v chemickom zložení prostredia a mechanizme rastu kryštálov.

Myslíme si, že na základe získaných parametrov možno pripustiť existenciu značného rozdielu v stupni postsedimentárnej premeny medzi skupinou illitov s väčšími hodnotami veľkosti difrakčných domén a skupinou s menšími hodnotami veľkosti domén. Z toho zároveň vychodí, že aj celkový postsedimentárny vývoj hornín, ku ktorým spomenuté dve skupiny illitov patria, bol rozdielny. Preto ak by sa pripustila možnosť zaradiť vzorky s vyššími hodnotami veľkosti difrakčných domén do oblasti anchimetamorfózy s možnou teplotou 200 až 250 °C, potom sa vzorky druhej skupiny musia zaradiť do oblasti vplyvu diagenézy s teplotou pravdepodobne nižšou ako 150 °C. Pri perme ipoltickej skupiny bolo možno získanú teplotu postsedimentárnej premeny overiť nezávislou metódou - stupňom premeny organickej hmoty. Rojkovič et al. (1992) odhadli touto metódou teplotu na 100 až 150 °C.

Záver

Študované jemné (pelitické až aleurolitické) sedimenty permu Západných Karpát prekonali rovnaký postsedimentárny vývoj. Na základe detailného sledovania základných štruktúrnych parametrov illitov možno vyčleniť dve základné skupiny odlišujúce sa stupňom postsedimentárnej premeny. Skupinu sedimentov, ktorú jednoznačne postihla slabšia premena, zaraďujeme do štádia diagenézy. Tvoria ju sedimenty ipoltickej skupiny hronika. Teplotu postsedimentárnej premeny odhadujeme maximálne na 150 °C. Druhú skupinu sedimentov permu, ktorú postihol vyšší stupeň postsedimentárnej premeny - anchimetamorfóza, tvoria sedimenty krompašskej skupiny gemerika. Okrem nich do tejto skupiny zaraďujeme aj doplnkovo sledované sedimenty permu južného gemerika, zemplinika, severného veporika a podložia viedenskej panvy. Teplotu postsedimentárnej premeny odhadujeme na 200 až 250 °C.

Poďakovanie. Autori ďakujú dr. I. Rojkovičovi a dr. L. Novotnému za cenné rady a pomoc pri odbere vhodných vzoriek na štúdium. Práca vznikla v Geologickom ústave SAV v rámci grantu 120 prideleného Slovenskou grantovou agentúrou.

Literatúra

Bajaník, Š., Vozárová, A. & Reichwalder, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika. *Geol. Práce, Spr., 75, 27 - 55.*

Baronnet, A. 1982: Ostwald ripening in solution. The case of calcite and mica. *Estud. Geol., 38, 185 - 189.*

Eberl, D. D. & Środoń, J. 1988: Ostwald ripening and interparticle-diffraction effects for illite crystals. *Amer. Mineralogist, 73, 1335 - 1345.*

Eberl, D. D., Środoń, J., Kralik, M., Taylor, B. E. & Peterman, Z. E. 1990: Ostwald ripening of clays and Metamorphic minerals. *Science (Washington), 248, 474 - 477.*

Eberl, D. D. & Velde, B. 1989: Beyond the Kubler index. *Clay Miner., 25.*

Frey, M. 1970: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. *Sedimentology, 15, 261 - 279.*

Frey, M. 1987: Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *In: M. Frey Ed.: Low temperature metamorphism. Blackie, London, 9 - 58.*

Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P. & Schwander, H. 1986: The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contr. Mineral. Petrology, 92, 157 - 180.*

Jackson, M. L. 1975: Soil chemical analysis - advanced cours. *Madison, Wisconsin, 386 s.*

Kisch, H. J. 1983: Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. *In: G. Larsen & G. V. Chilingar, Eds.: Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, Developments in sedimentology 25 B, Elsevier, New York, 289 - 494.*

Kubler, B. 1967: La cristallinité de l'illite et les zones tout á fait supérieur du métamorphism. *In: Etages Techniques. Neuchatel, Suiss, 105 - 121.*

McDowell, S. D. & Elders, W. A. 1980: Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contrib. Mineral Petrology, 74, 293 - 310.*

Novotný, L. & Mihál', F. 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej jednotke. *Mineralia slov., 19, 97 - 113.*

Perry, E. A. & Hower, J. 1970: Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays and Clay Minerals (New York), 18, 165 - 177.*

Rojkovič, I. 1974: Mineralógia uránovej mineralizácie v perme chočskej jednotky v oblasti Vikartovského chrbta. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 65 - 76.*

Rojkovič, I., Franců, J. & Čáslavský, J. 1992: Association of organic matter with uranium mineralization on the Permian sandstones of the Western Carpathians. *Geologica Carpath., 43, 27 - 34.*

Środoń, J. 1985: Clay minerals in diagenesis. Proceedings of Conf: Geologic aspects of clays in the petroleum industry. *University of Colorado, Denver, 39 - 44.*

Środoń, J. & Eberl, D. D. 1984: Illite. *Mineral. Soc. Amer. Rev. Mineral., 495 - 544.*

Šucha, V. 1991: Vývoj illitu a illit/smektitu v postsedimentárnom a hydrotermálnom prostredí Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - GÚ SAV Bratislava, 148.*

Šucha, V., Środoń, J., Zatkalíková, V. & Franců, J. 1991: Zmiešanovrstevnatý minerál typu illit/smektit: separácia, identifikácia a využitie. *Mineralia slov., 23, 267 - 274.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ, Bratislava, 314.*

Weaver, C. E. 1961: Clay minerals of the Ouachita structural belt and adjacent foreland. *In: P. T. Flawn, A. Golstein, P. B. King & C. E. Weaver, The Ouchita Belt. Univ. Texas publ. 6120, 147 - 160.*

Weaver, C. E. 1984: Response of physilites to temperature and tectonics. *In: C. E. Weaver Ed.: Shale Slate Metamorphism in Southern Appalachians. Elsevier, 185 - 200.*

Burial metamorphism od Permian sediments in the Northern Gemeric and Hronic units, West Carpathians

Burial metamorphism of the Permian sediments was determined by detailed investigation of illite, the most frequent mineral of these sediments. Several characteristics of illite were investigated in 60 pelite and aleurolite samples from the Krompachy Group of the Gemeric unit as well as in 35 Permian samples coming from the Ipoltica Group of the Hronic unit together with few Permian samples from the Southern Gemeric, Northern Veporic, Zemplinic and basement of the Vienna Basin.

Illite crystallinity (i. e. the amount of coherently diffracting domains), expandability and distribution of illite particle thicknesses were measured by X-ray diffraction.

Setting out from the obtained parameters, the investigated sample set may be divided into two main groups differing by the degree of their burial metamorphism. The first group altered in the diagenetic stage is represented by Permian sediments of the Ipoltica Group in the Hronic unit. Temperatures during their burial metamorphism did not exceed 150 °C. The second group of sediments reached the anchimetamorphic degree of burial metamorphism and it is represented by samples from the Krompachy Group of the Gemeric unit together with other samples completing the investigated set. Temperatures of their burial metamorphism were 200 - 250 °C. However the mechanism of illite growth was in both groups the same, being controlled by Ostwald ripening.

AKTIVITA SGS

Najnovšie poznatky o hydrogeologických a geotermálnych pomeroch Liptova a Oravy
(Odborný seminár)

Odborný seminár zorganizovala Slovenská geologická spoločnosť - odborná skupina hydrogeológie, Slovenská asociácia hydrogeológov a Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 12. - 13. mája 1992 v Liptovskom Jáne.

Cieľom seminára bolo oboznámiť hydrogeologickú verejnosť s najnovšími poznatkami hydrogeologického a geotermálneho výskumu, resp. prieskumu Liptova a Oravy. Cieľom organizátorov bolo, aby mal seminár vysokú odbornú úroveň a aby prebiehal v príjemnej až familiárnej atmosfére. Na seminári sa zúčastnilo 35 účastníkov, väčšinou z radov hydrogeológov. Jeho odborným garantom v tematike obyčajných podzemných vôd bol P. Malík a geotermálnych vôd A. Remšík.

Počas dopoludnia prvý deň seminára odznelo 5 odborných prednášok v podaní známych, mladších, starších hydrogeológov (aj jednej zástupkyne nežnej či milšej časti hydrogeologickej pospolitosti). Ku každej prednáške bola bohatá diskusia. Popoludní seminár pokračoval exkurziou po lokalitách s geotermálnymi vodami Liptova (Bešeňová, Liptovský Trnovec, Liptovská Kokava). Seminár viedol A. Remšík, ktorý podal aj výklad na exkurzných lokalitách s geotermálnymi vodami.

Druhý deň seminára bol venovaný len exkurzii, a to v Liptove, a hlavne po Orave. Pokým ide o obyčajné podzemné vody, účastníci seminára videli v Kvačanoch vrstvový prameň na styku chočského a krížňanského príkrovu a prameň v Bobroveckej doline, ktorý je zachytený a využíva sa na zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Geotermálne vody boli prezentované na lokalite Oravice (vrt OZ-1, OZ-2). Odborný výklad na všetky lokality počas druhého dňa seminára mal M. Zakovič.

Z odborných prednášok prinášame stručné abstrakty na strane 406, 426, 451, 452, 470.

Podzemné vody severných svahov Nízkych Tatier a ich vzťah k termominerálnym vodám Liptovskej kotliny

E. Méryová a I. Šalaga

Liptovskú kotlinu takmer po celom obvode lemujú vrchy. Jej južnú hranicu tvoria Nízke Tatry, ktoré majú typickú príkrovovú stavbu. Na ich svahoch priľahlých ku kotline, t.j. na severných svahoch, značnú časť plochy zaberajú mezozoické komplexy hornín obalovej jednotky Červenej Magury, krížňanského a chočského príkrovu. Tieto tektonické jednotky sa jednotne ponárajú na S, resp. na SV pod paleogénnu výplň Liptovskej kotliny.

Na severných svahoch Nízkych Tatier sa vyčleňujú dva hydrogeologické rajóny: M 010 - mezozoikum chočského príkrovu sv. svahov Nízkych Tatier a Kozích chrbtov - a MG 017 - mezozoikum a kryštalinikum sz. svahov

Nízkych Tatier. Pri ich vyčlenení sa rešpektovala geologicko-tektonická stavba. Spoločnú hranicu tvorí násunová línia chočského príkrovu na krížňanský príkrov v Demänovskej doline.

Veľké plochy v obidvoch rajónoch pripadajú na hydrogeologicky priaznivé karbonáty všetkých troch tektonických jednotiek. Tento fakt spolu s pozitívnymi výsledkami základného výskumu (Hanzel, 1973; Kullman, 1976) iniciovali vyhľadávací hydrogeologický prieskum, ktorý v 70. a 80. rokoch vykonal IGHP, š. p., závod Žilina a v súčasnosti robí INGEO, a. s., Žilina.

Hlavným cieľom prieskumov bolo zdokumentovať prírodné zdroje podzemnej vody, overiť využiteľnú zásobu a riešiť základné aspekty jej kvality a ochrany. Súčasne priniesli rad poznatkov dotýkajúcich sa doteraz neriešeného vzťahu podzemných vôd Nízkych Tatier a Liptovskej kotliny.

Na splnenie cieľov prieskumov sa vykonal komplex geologickoprieskumných prác, ktorý zahŕňal aj orientačnú hydrolo-gickú bilanciu. Z ich výsledkov možno usudzovať o skrytých prestupoch vôd Nízkych Tatier pod Liptovskú kotlinu.

V mezozoickej časti rajónu MG 017 sa vyčlenili tri hydrogeologické štruktúry. I. a II. štruktúru s plochou 2,25, resp. 10,25 km^2, tvoria trosky chočského príkrovu ležiace na neokórne krížňanského príkrovu pri Liptovských Sliačoch a pri Ludrovej. Litologickú náplň trosiek tvoria strednotriasové a vrchnotriasové prevažne karbonátové súvrstvia chočského príkrovu a priľahlý bazálny paleogén.

Hydrologická bilancia potvrdila predpoklad vyrovnanosti obehu vôd v štruktúrach.

Tretiu štruktúru tvorí súvislý pás triasových a jurských súvrství krížňanského príkrovu a obalovej jednotky na ploche 70,35 km^2, ktorý sa tiahne od údolia Revúcej až po Demänovskú dolinu. Z hľadiska uzavretosti sa štruktúra hodnotí ako prietočná. Okrem zrážok sa na dopĺňaní podzemných vôd zúčastňuje aj skrytý prestup z kryštalinika a na odvodňovaní okrem výstupu vôd v prameňoch a zisteného významného skrytého prestupu do povrchových tokov aj skryté prestupy do hlbinných štruktúr.

Z hľadiska možného prestupu vôd pod Liptovskú kotlinu si najväčšiu pozornosť zaslúži Lupčianska a Demänovská dolina.

Lupčianska dolina leží na priečnom lupčianskom zlome, ktorý okrem mezozoickej časti zasahuje aj kryštalinikum a Liptovskú kotlinu. Zlom má veľmi vysokú transmisivitu a pôsobí ako drén podzemným vodám aj susedných povodí. Dokumentujú to hodnoty špecifického odtoku podzemnej vody, ktorý je v povodí Lupčianky 16,66 l.s^{-1}.km^2 a v susedných povodiach Salatínskeho a Kľačianskeho potoka 5,9 a 3,7 l.s^{-1}.km^2, pričom všetky povodia buduje dolomit.

Napriek tomu, že všetky prieskumné práce potvrdili veľmi priaznivú hydrogeologickú štruktúru, orientačnou hydrologickou bilanciou sa vypočítal veľký skrytý odtok mimo bilancovaného povodia.

Na overenie toho, či sa podzemné vody z tejto oblasti zúčastňujú na hlbokom obehu vôd Liptovskej kotliny, by boli potrebné ďalšie prieskumné práce.

Podobná situácia je aj v Demänovskej doline. Otázka prestupu vôd z tohto územia pod sedimentárnu výplň kotliny zostáva nevyjasnená aj napriek geologickoštruktúrnym a hydrogeolo-gickým poznatkom z vrtu FGL-2 v Pavčinej Lehote. Tento predpoklad spočíva na výsledkoch režimného pozorovania. Špecifický podzemný odtok z časti povodia Demänovky, ktorú tvorí iba dolomit a ktorá susedí s kotlinou, je len asi 6 l.s-1.km2. Na takéto horninové prostredie je to skutočne nízka hodnota. Prestup do iných povodí je vylúčený, lebo najnižšou eróznou bázou je práve povodie Demänovky. Preto možno predpokladať, že podzemná voda z tejto oblasti buď prestupuje po tektonicky predisponovanej zóne pod Liptovskú kotlinu, alebo sa rozptyľuje do kvartérnych náplavov.

V hydrogeologickom rajóne M 010 veľkú časť zaberajú karbonátové komplexy mezozoika chočského príkrovu. Vyčlenili sa v nich hydrogeologické štruktúry, ktoré tvorí karbonátový komplex Jánskej doliny, karbonátový komplex Kráľovej Lehoty, vážecko-svarínsky karbonátový komplex a karbonátový komplex Čierneho Váhu.

Z výsledkov orientačných bilancií sa dá usudzovať, že časť podzemných vôd, najmä z karbonátového komplexu Jánskej doliny, sa zúčastňuje na hlbokom obehu podzemných vôd Liptovskej kotliny.

Karbonátový komplex Jánskej doliny s plochou 66,8 km^2 ohraničuje Ľanovská dolina a údolie Boce. Zložitá monoklinálna stavba vytvára komplikované hydrogeologické pomery, v ktorých dôležitú úlohu hrá súvrstvie lunzských vrstiev. Podmieňuje výstupy podzemnej vody vo vnútri komplexu alebo ich usmerňuje pod paleogénnu výplň kotliny.

Významné výstupy podzemnej vody, spôsobené bariérovými účinkami lunzského súvrstvia, dokumentujú pramene pri Liptovskej Porúbke s výdatnosťou 40 a 52 l.s^{-1}. Vyrovnaný režim prameňov a zvýšená teplota poukazujú na hlbší obeh vody v karbonátovom komplexe. Vrt HN-14 pri Závažnej Porube overil enormné nahromadenie lunzských vrstiev s mocnosťou viac ako 285 m, ktoré zrejme usmerňuje odtok podzemnej vody do Jánskej doliny alebo pod kotlinu. Ďalší vrt v tejto oblasti (NH-31) bol situovaný na styku Nízkych Tatier s kotlinou. Jeho výsledky poukazujú na možnosť prestupu časti podzemnej vody z karbonátového komplexu Jánskej doliny pod paleogénnu výplň Liptovskej kotliny.

Špecifický podzemný odtok komplexu je 9,9 l.s^{-1}.km^2.Táto hodnota je nižšie ako z podobných karbonátových oblastí a môže ju spôsobovať práve skrytý prestup podzemných vôd pod kotlinu.

Bilančne najzložitejšou štruktúrou na sv. svahoch Nízkych Tatier je karbonátový komplex Kráľovej Lehoty s plochou 38,5 km^2, a to pre drenážny účinok Váhy a jeho prítokov. Pretože sa komplex ponára pod výplň kotliny, možno predpokladať značný prestup podzemnej vody, ktorý pri súčasnej úrovni poznatkov nemožno kvantifikovať.

Vážecko-svarínsky karbonátový komplex a karbonátový komplex Čierneho Váhu odvodňuje Biely Váh a Čierny Váh a ich priamy podiel na prestupe pod kotlinu sa pre ich geologicko-tektonickú pozíciu nepredpokladá.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 407 - 412

Propylitizované bazalty a plagiodacity z permských metasedimentov Tríbeča

VINCENT ĎUROVIČ[1], SERGEJ PETROVIČ KORIKOVSKIJ[2], IRINA PETROVNA LAPUTINA[2] a MARTA ĎUROVIČOVÁ[1]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

[2]IGEM-AN SSSR, Staromonetnyj per. 35, 109017 Moskva

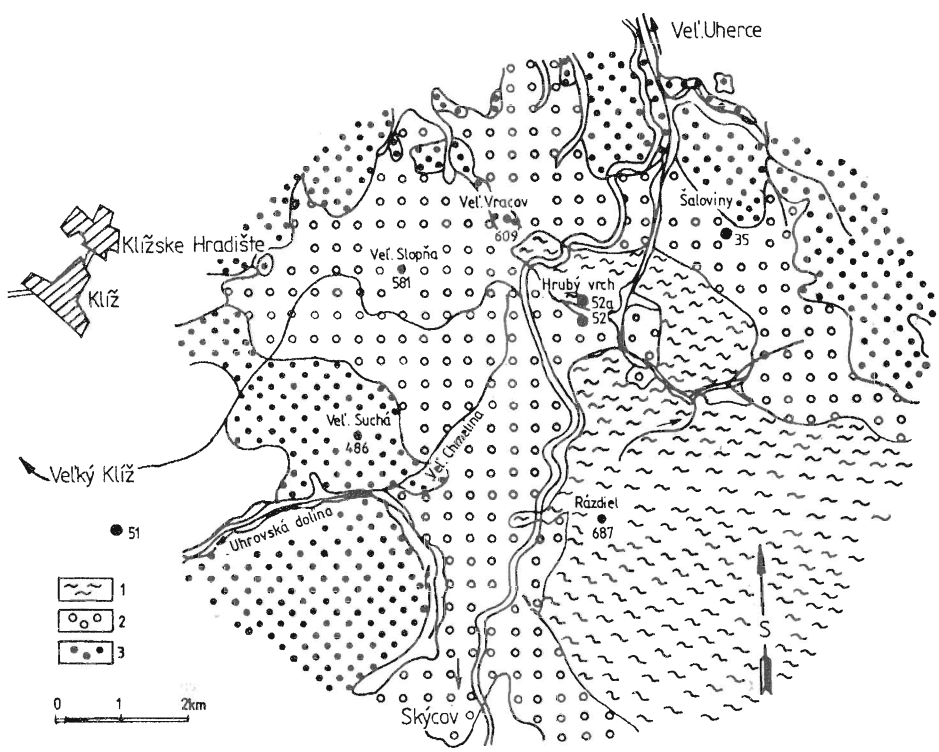
(Doručené 24. 3. 1992)

Propylitized basalts and plagiodacites of permian metasediments of the Tríbeč crystalline complex

Basalts and plagiodacites that occur with volcanoclastic rocks in the Late Paleozoic of the envelope unit of the Tríbeč crystalline complex were affected with the low-temperature alteration - propylitization. Recrystallization of the primary magnetic minerals was passing under the enriching of H_2O, CO_2, K_2O, SiO_2 and the carrying away of CaO. The new originated mineral assemblage is represented with sericite, albite, chlorite, carbonate, epidote with mixture of ilmenite and leucoxene.

Úvod

V prácach spred roku 1986 zaoberajúcich sa geológiou Tríbeča niet správ o výskyte vulkanických a vulkanoklastických hornín v súvrství mladšieho paleozoika (permu) nachádzajúcom sa v obalovej pozícii kryštalinika Tríbeča. Daniš (1986) uvádza výskyt bazaltoidných, príp. aj intermediárnych hornín. Vozárová a Vozár (1988) spolu s klastickými horninami spomínajú aj vulkanoklastiká. Z úlomkov vulkanitov ako súčasť detritickej zložky klastických hornín spozorovali úlomky ryodacitového až dacitového zloženia.



Obr. 1. Geologický náčrt študovanej oblasti. 1 - staršie paleozoikum (kryštalické bridlice ako celok), 2 - mladšie paleozoikum perm (klastiká, vulkanoklastiká, vulkanity), 3 - mezozoikum - spodný trias (kremence, kremenné pieskovce).

Fig. 1. Geological sketch of the studied area. 1 - Early Paleozoic (crystalline complex as a whole), 2 - Late Paleozoic - Permian (clastics, volcanoclastics, volcanics), 3 - Mesozoic - Lower Triassic (quartzites, quartzitic sandstones).

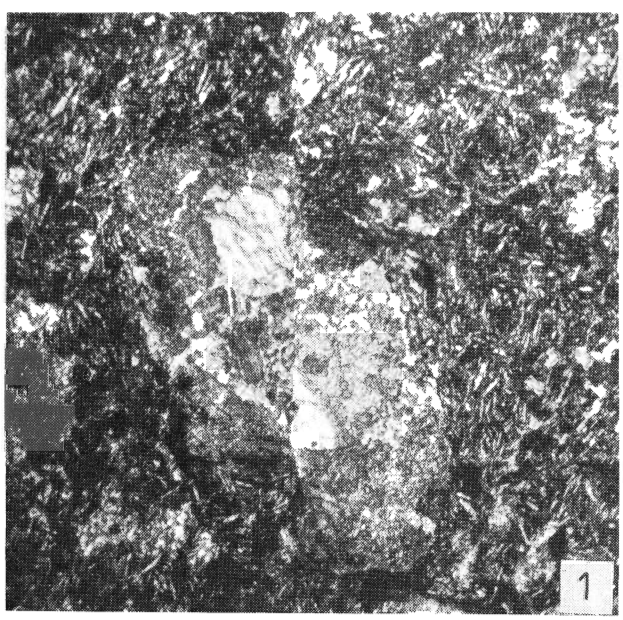
Podľa spomenutých prác a nášho výskumu sú vulkanoklastické, ale najmä vulkanické horniny zastúpené v súvrství permu sporadicky. Malé teleso bazaltov vystupuje na povrch v okolí Šaloviny, bloky bazaltov v okolí Hrubého vrchu a menšie bloky plagiodacitov na JV od Klížskeho Hradišťa (obr. 1). Ich výskyt je spätý s prítomnosťou vulkanoklastických hornín, ktoré majú charakter tufu, tufitu až tufitického pieskovca. Množstvo prímesi úlomkov vulkanitov v sedimentárnych horninách permu je pohyblivé. Keďže tieto horniny postihla nízkotermálna premena - propylitizácia, podávame charakteristiku a výsledky tohto štúdia.

Petrografická charakteristika a chemické zloženie metavulkanitov

Metavulkanity sú zastúpené bázickými a kyslými varietami - bazaltmi a plagiodacitmi. Vulkanoklastické horniny vystupujúce v asociácii s nimi majú podobné zloženie. Určiť pôvodné minerálne zloženie vulkanitov nebolo možno, lebo ho takmer úplne nahradil nízkotermálny agregát sericitu, albitu, chloritu, ale aj karbonátov, epidotu s prímesou ilmenitu a leukoxénu. Z pôvodnej magmatickej fázy sa dali určiť iba relikty titanomagnetitu.

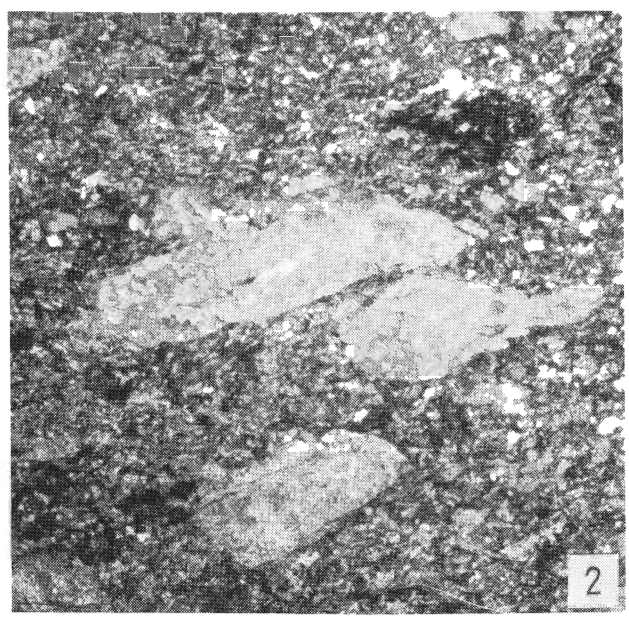
Metabazalty. Predstavujú masívnu horninu zelenej farby s reliktmi porfyrickej, mikrodoleritickej alebo hyalopilitickej štruktúry. Možno v nich pozorovať mikrozrnitý chlorit - sericit ± kalcit ± epidotovo-albitovú mezostázu (rekryštalizované sklo ?) a prizmatické výrastlice albitizovaného a sericitizovaného plagioklasu (obr. 2.1). V hornine pozorovať aj prerastanie veľkých zŕn epidotu, chloritu, kalcitu aj leukoxénu, pravdepodobne pseudomorfózy po augite. V niektorých metabazitoch Ca-minerály celkom chýbajú a miesto augitu (?) vznikli chloritovo-sericitovo-ilmenitové agregáty. Množstvo sekundárneho sericitu v metabazaltoch, albitovo-sericitové zloženie pseudomorfóz po plagioklase a často znížený obsah epidotu a kalcitu svedčia o tom, že nízkotermálnu rekryštalizáciu bazaltov sprevádzala alkalická metasomatóza s čiastočným výnosom Ca.

Výsledky chemických analýz troch vzoriek metabazaltov sú v tab. 1. Podľa obsahu SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5 a súčtu MgO + FeO horniny zodpovedajú normálnym toleitovým bazaltom (Daly, 1933; Bogatikov et al., 1981). Horniny majú aj nižší obsah CaO (do 5,3 - 0,6 %; v normálnych bazaltoch 8 - 10 % a súčasne vyšší obsah K_2O aj Na_2O (4,8 - 6,2 %). Tieto osobitosti chemického zloženia potvrdzujú petrografické príznaky migrácie K, Na i Ca počas rekryštalizácie. Pri množstve sekundárneho chloritu, sericitu a karbonátov v metabazaltoch je vysoký obsah H_2O (3,4 - 5,2 %) aj CO_2 (do 2,4 %). Ak sa z analýz odpočíta H_2O



Obr. 2.1. Porfyrická výrastlica plagioklasu silno sericitizovaná, v metabazlatoch. Skrížené nikoly, zv. 20x.

Fig. 2.1. Porphyritic feldspar strongly sericitized, in metabasalts. Cross nicols, magn. x20.



Obr. 2.2. Silno sericitizované porfyrické výrastlice živcov, v metaplagiodacitoch. Skrížené nikoly, zv. 20x.

Fig. 2.2. Strongly sericitized porphyritic feldspars, in metaplagiodacites. Cross nicols, magn. x20.

TAB. 1
Zloženie propylitizovaných metavulkanitov
Composition of propylitized metavolcanites

Hornina	Metabazalty			Metaplagiodacit
Č. vz.	35	52	52a	51
SiO_2	50,90	51,40	52,40	64,55
TiO_2	1,62	1,88	1,71	0,62
Al_2O_3	15,80	18,07	15,89	15,76
Fe_2O_3	4,40	4,62	8,61	2,75
FeO	3,74	2,13	2,12	1,51
MnO	0,12	0,06	0,09	0,08
MgO	6,92	8,28	7,75	2,57
CaO	5,92	1,46	0,57	1,24
Na_2O	4,34	3,93	3,64	4,36
K_2O	0,88	2,23	1,20	3,19
P_2O_5	0,33	0,44	0,26	0,40
CO_2	2,40	0,72	0,23	0,86
H_2O^+	3,41	4,83	5,29	2,57
Li_2O	0,03	0,04	0,06	0,01
Rb_2O	0,03	0,01	0,01	0,01
Cs_2O	0,01	0,01	0,01	0,01
Spolu	100,18	100,17	99,52	100,48

Analyzovali: G. N. Mironova a G. E. Kalenčuk, Chemické laboratórium IGEM AN SSSR.
Minerálne zloženie metavulkanitov: 35 - Chl-Ep-Ser-Ab-Ilm, 52 - Chl-Ser-Ilm-Lc-Ab(relikty magmatického Ti-Mag), 52a - Chl-Ser±Cal-Ilm-Lc-Ab, 51 - Ser-Chl±Cal-Ilm-Ab-Qtz. Symboly minerálov: Ab - albit, Cal - kalcit, Cel - seladonit, Chl - chlorit, Ep - epidot, Ill - illit, Ilm - ilmenit, Lc - leukoxén, Mag - magnetit, Ms - muskovit, Pl - plagioklas, Phn - fengit, Qtz - kremeň, Ser - sericit, Ti-Mag - titanomagnetit.

a CO_2 a prepočíta na 100 %, tak sa obsah SiO_2 zvýši z 51 - 52 na 54 - 55 %, čo zodpovedá andezitom - bazaltom. Za predpokladu, že alkalickú metasomatózu takmer vždy sprevádza nejaký prínos kremíka, jeho obohatenie je viac spojené so sekundárnymi nízkotermálnymi premenami vulkanitov s pôvodným bazaltovým zložením.

V mnohých prípadoch sú bazalty sprevádzané bázickými vulkanoklastickými horninami. Sú to zelené na chlorit bohaté bridlice, pravdepodobne primárne tufogénneho charakteru. V základnej hmote obsahujú úlomky plagioklasu, inokedy kremeňa, ale aj nie veľké obliaky metavulkanitov a granitoidov.

Metaplagiodacity. Sú druhou skupinou vulkanických hornín z permských sedimentov. Tak ako bazalty sú úplne rekryštalizované. Hlavnú časť horniny nahrádza drobnozrnný sericitovo-albitovo-kremeňový agregát s malou prímesou zín chloritu a karbonátu. Draselný živec nebol spozorovaný. V hornine sú prítomné väčšie zrasty šupinkovitého chloritu, sericitu a ilmenitu, najmä ako pseudomorfózy po magmatickom biotite. Napriek nízkotermálnej rekryštalizácii je v plagiodacitoch dobre zachovaná primárna porfyrická štruktúra: porfyrické výrastlice kremeňa, prizmatické výrastlice takmer úplne albitizovaného aj sericitizovaného plagioklasu (obr. 2.2).

Chemické zloženie metaplagiodacitu (vzorka č. 51) uvádza tab. 1. Na v ňom prevláda nad K. Ak sa vezme do úvahy intenzívna sericitizácia, časť K tak ako v bazaltoch má sekundárny pôvod a je spätý s nízkotermálnou metasomatózou.

S magmatickými dacitmi sú späté aj kyslé vulkanoklastické horniny. Tie nemajú homogénnu textúru, ale v nich alternuje neusporiadaná drobnozrnná základná hmota s úlomkami plagioklasov, kremeňa a zriedkavo granitov. Je najpravdepodobnejšie, že ide o kyslý tuf až tufitický pieskovec. Z toho potom vychodí, že sa na permské sedimentárne horniny obalu kryštalinika Tríbeča viažu vulkanity bázického aj kyslého charakteru, ktoré sú sprevádzané tufom až tufitickým pieskovcom im zodpovedajúceho zloženia.

Permskú molasovú sedimentogenézu kryštalinika Tríbeča sprevádzal bimodálny vulkanizmus, ako je to charakteristické aj pre iné oblasti Západných Karpát. Ale v študovanom rajóne je objem vulkanitov v sedimentárnych horninách malý a je vo forme tenkých vrstovitých telies.

Minerálne zloženie metavulkanitov a charakter sekundárnych premien

Zloženie minerálov z reprezentatívnych vzoriek metabazaltov a metaplagiodacitov sa skúmalo pomocou mikrosondy Cameca MS-46 a uvádza ho tab. 2 a 3.

Vzorka č. 35 (tab. 2) predstavuje úplne rekryštalizovaný bazalt s menším obsahom Ca (tab. 1). Primárne magmatické minerály sú úplne nahradené sekundárnymi. Epidot je veľmi bohatý na Fe^{3+} a chlorit má jeho obsah primeraný. Karbonát je zastúpený kalcitom a plagioklas čistým albitom. Sericity, nahrádzajúce výrastlice plagioklasov a základnú hmotu, predstavujú fengity obohatené o Mg a Fe s menším deficitom alkálií (Σ K+Na = 0,85 - 0,87).

Vzorka č. 52 (tab. 3) je metabazalt ochudobnený o značné množstvo Ca počas rekryštalizácie. Epidot aj kalcit v ňom chýbajú. Sericity sú reprezentované illit-mi-fengitmi ešte s väčším deficitom alkálií (0,75 - 0,79) a s vysokým obsahom Mg. Plagioklasy sú takmer úplne albitizované (≤1 % An). V hornine zostali relikty primárne magmatického titanomagnatitu, ktorý je od okrajov obrastený sekundárnym ilmenitom.

TAB. 2

Zloženie minerálov z propylitizovaných bazaltov (vz. č. 35) s miernym obsahom Ca
Composition of minerals from propylitized basalts (sample no. 35) with low content of Ca

Minerál	Ser			Chl	Ep	Pl	Cal
	1	2	3				
SiO_2	49,80	50,12	50,46	26,76	35,04	68,85	-
TiO_2	0,07	0,28	0,27	0,02	0,17	-	-
Al_2O_3	29,90	28,10	29,01	24,38	23,66	19,56	-
FeO	3,92	4,42	4,49	15,87	16,06*	-	0,10
MnO	0,03	0,05	-	0,35	0,18	-	0,09
MgO	1,81	2,72	3,02	21,31	0,17	-	0,15
CaO	-	-	-	0,13	21,80	-	55,96
Na_2O	0,13	0,22	0,11	-	-	11,77	-
K_2O	9,87	9,80	10,42	-	-	-	-
Cr_2O_3	0,03	0,10	0,09	0,99	0,25	-	-
Spolu	95,56	95,81	97,87	89,81	97,33	100,18	56,30
Z Si	3,29	3,30	3,27				
Z Al	0,71	0,70	0,73				
Y Al	1,62	1,49	1,48				
Y Ti	-	0,02	0,01				
Y Fe	0,19	0,22	0,22				
Y Mg	0,19	0,27	0,29				
X Na	0,02	0,03	0,01				
X K	0,83	0,82	0,86				
Spolu X	0,85	0,85	0,87				
Na/Na+K%	2,30	3,5	1,10				

Kryštalochemické vzorce sericitov prepočítané na 6 katiónov skupín Z + Y.
*Celé Fe rozpočítané ako Fe_2O_3.

TAB. 3

Zloženie minerálov s nízkym obsahom Ca propylitizovaných bazaltov (vz. č. 52) a plagiodacitov (vz. č. 51)
Composition of minerals with low content Ca of propylitized basalts (sample no. 52) and plagiodacites (sample no. 51)

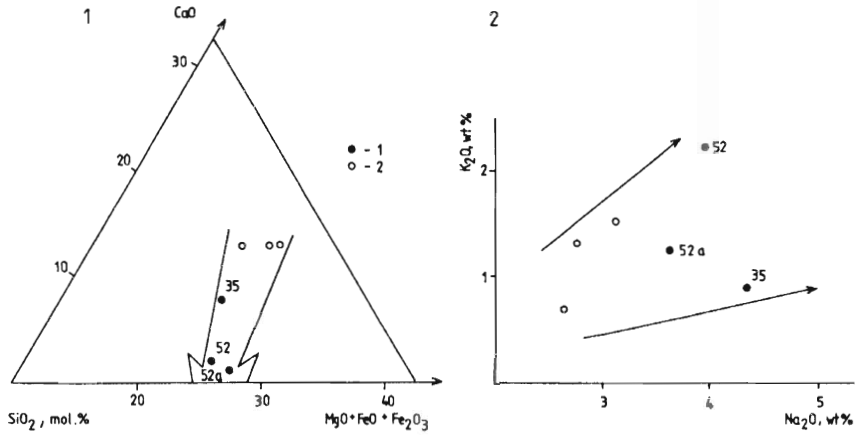
Č. vz.	52					51			
Minerál	Primárny			Sekundárne					
	Ti/Mag	Ilm	Ab	Ser		Ab	Ser		
				1	2		3	4	5
SiO_2	1,05	1,63	68,47	50,16	49,88	66,81	51,34	49,41	50,57
TiO_2	9,99	50,16	-	0,01	0,02	0,02	0,21	0,09	0,11
Al_2O_3	1,38	0,62	18,96	25,78	25,76	19,85	25,61	25,57	25,16
FeO	81,20	45,81	-	4,81	4,72	-	4,80	4,52	4,40
MnO	0,12	0,09	-	-	-	-	-	-	-
MgO	1,96	0,99	-	5,36	5,36	-	4,21	3,23	2,84
CaO	-	-	0,17	-	-	-	-	-	-
Na_2O	-	-	11,73	0,18	0,34	12,09	0,19	0,36	-
K_2O	-	-	0,20	8,92	9,05	0,12	9,91	10,01	10,03
Spolu	95,74	99,35	99,53	95,22	95,13	98,67	96,27	93,19	93,11
			0,8% An						
Z Si				3,25	3,25		3,35	3,36	3,44
Z Al				0,75	0,75		0,65	0,64	0,56
Y Al				1,22	1,22		1,32	1,41	1,46
Y Ti				-	-		0,01	-	-
Y Fe				0,26	0,26		0,26	0,26	0,25
Y Mg				0,52	0,52		0,41	0,33	0,26
X K				0,73	0,75		0,83	0,86	0,87
X Na				0,02	0,04		0,02	0,05	-
Spolu X				0,75	0,79		0,85	0,91	0,87
Na/Na+K%				2,7	5,0		2,3	5,5	0,00

Celé Fe rozpočítané akoFeO. V prepočte na vzorec titanomagnetitu vyšlo:
Fe_2O_3 46,88 %
FeO 39,11 %
Spolu 100,73 %

V metaplagiodacitoch (vz. č. 51, tab. 3) je hlavným minerálom úplne albitizovaný plagioklas a fengitový sericit s nízkym deficitom alkálií (do 0,25).

Vznik veľkého množstva sericitu a albitu a zníženie obsahu Ca-minerálov je charakteristická tendencia sekundárnych premien vulkanitov. Všeobecný petrochemický trend týchto procesov možno objasniť na príklade bazaltov. Na obr. 3 sa na porovnanie spolu s metabazaltmi Tríbeča znázorňuje aj priemerné zloženie bazaltov - platobazaltov a neporfyrického bazaltu podľa Dalyho (1933).To ukazuje, že metabazalty Tríbeča sú v porovnaní s bazaltmi s priemerným zložením ochudobnené o Ca a metasomaticky obohatené o Na a K.

Pri určovaní genézy nízkotermálnych premien je nevyhnutné v prvom rade konštatovať, či predstavujú proces spilitizácie, ktorý je charakteristický pre mnohé mocné telesá vulkanitov, konkrétne pre Západné Karpaty (Vozár in Amstutz, 1974). Podľa chemického zloženia je podobnosť pozorovateľná: pri spilitizácii nastáva odnos Ca z bazaltov a prínos Na, K, H_2O aj CO_2 (Wedepohl, 1985) a vznikajú približne také isté minerálne asociácie ako pri vulkanitoch Tríbeča, ale isté rozdiely sú. V posledných rokoch sa termín spilit používa takmer výlučne na charakteristiku premien oceánskych bazaltov a andezitov pri ich vzájomnom spolupôsobení s morskou vodou (Wedepohl, 1985; Munka a Kerrich, 1980). Pritom permské vulkanity Tríbeča neprejavujú znaky oceánskych alebo morských, ale sa tvorili v subaerických podmienkach. Pri spilitizácii nastáva odnos do 10 % SiO_2 do morskej vody (Wedepohl, 1985), kým v metabazaltoch Tríbeča nastal prínos kremíka.



Obr. 3. Porovnanie zloženia propylitizovaných bazaltov z obalu Tríbeča (1) s priemerným zložením bazaltu - plato bazaltu a neporfýrického bazaltu (2), (Daly, 1933). 1 - diagram SiO_2 - CaO - (MgO + FeO + Fe_2O_3), 2 - diagram K_2O - Na_2O.

Fig. 3. Correlation of the composition of propylitized basalts of the envelope unit Tríbeč Mts. 1 - with te average composition of basalt-plateaubasalt and nonporphyric basalt (2), (Daly, 1933). 1 - plot SiO_2 - CaO - (MgO + FeO + Fe_2O_3), 2 - plot-K_2O - Na_2O.

V charakteristických spilitoch - ak sa neberie do úvahy výnos CaO - jeho obsah neklesá pod 6 - 8 % (Amstutz, 1974), ale v metabazaltoch Tríbeča klesá do 0,6 % (vzorka č. 52a, tab. 1). Okrem toho v spilitoch prínos Na prevláda nad K, ale v horninách, ktoré sme skúmali, je to naopak. Preto je správnejšie charakterizovať nízkotermálne premeny vulkanitov Tríbeča všeobecným termínom propylitizácia. Tento proces je v rovnakej miere charakteristický pre oceánske aj subaerické vulkanity bázického, intermediárneho a acidného zloženia a predstavuje vlastne autometasomatózu pri spolupôsobení s postvulkanickými fluidami, ale nie s morskou vodou (Koržinskij, 1955; Rusinov, 1972). Pre mnohé propylity je charakteristický aj prínos alkálií a odnos Ca s novotvorením sericitu a albitu v premieňajúcich sa bazaltoch. Propylity sa rozdeľujú na niekoľko teplotných stupňov (Rusinov, 1972). Pred určením, akému stupňu zodpovedajú nízkotemperatúrne zmeny vulkanitov Tríbeča, treba porovnať ich minerálne asociácie s asociáciami okolitých sedimentárnych hornín.

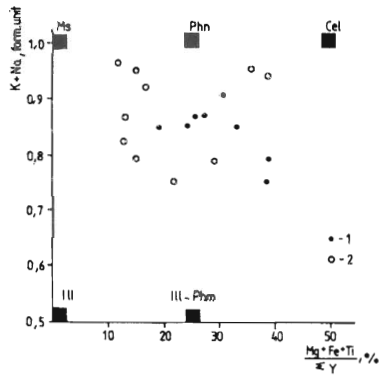
Porovnanie minerálnych asociácií metavulkanitov a okolitých sedimentárnych hornín

Pri porovnávaní paragenézy vulkanitov a ich sprevádzajúcich hornín - pieskovcov a aleuritov - treba mať na zreteli ich tvorbu v rozličných procesoch. Propylitizácia ako autometasomatický proces prebieha vnútri telies vulkanitov a sprevádza ju migrácia niektorých komponentov; priebeh procesu je permský. Rekryštalizácia sedimentov je izochemický anchimetamorfný proces a v danom prípade je spätý so zvýšením geotermického gradientu v dôsledku ponorenia v alpínskej tektogenéze; priebeh procesu je postpermský. Mineralogické indikátory poukazujú na blízke teplotné podmienky vzniku.

V pieskovcoch a aleuritoch Tríbeča je hlavným ukazovateľom stupňa anchimetamorfizmu stabilnosť illitovo-fengitových autigénnych sľúd so zníženým obsahom alkálií (0,75 - 0,9), ako aj premena klastogénnych biotitov metastabilnými Ti-chloritmi a Ti-fengitmi (Korikovskij et al., v tlači). To sú kritériá teplotných podmienok anchizóny (250 - 270 °C; Frey, 1987; McDowell a Elders, 1983).

Pokiaľ ide o sericity z metavulkanitov, preukázal sa analogický obsah alkálií v skupine X (tab. 2 a 3) a blízky obsah Mg a Fe, t.j. stupeň fengitizácie. Dobre to vidieť na obr. 4, ktorý ukazuje aj zloženie K-sľúd: vysokotemperatúrny rad muskovit - fengit - seladonit a nízkotemperatúrny rad illit - illitový fengit (Deer et al., 1962; Ernst, 1963; Bailey et al., 1984). Ukázalo sa, že K-sľudy tejto aj druhej skupiny obsahujú od 50 do 10 % illitovej zložky. Na základe tohto kritéria možno predpokladať, že asociácie metavulkanitov a metasedimentov vznikali pri teplote okolo 250 - 270 °C.

Tomuto tvrdeniu neprotirečí ani stabilnosť v metabazaltoch (vzorka 35, tab. 2) paragenézy chlorit + epidot + albit + kalcit, ktorá je pre bazity premenených v podmienkach anchizóny charakteristická (Liou et al., 1987). Pravda, v tejto paragenéze chýba pumpellyit aj prehnit, čo možno vysvetliť osobitosťami zloženia tejto horniny, a najmä zníženým obsahom Ca.



Obr. 4. Porovnanie zloženia sericitov z metavulkanitov Tríbeča (1) s autigénnymi illitmi okolitých permských metasedimentov (2) podľa Korikovského et al. (v tlači), diagram (K, Na)-Mg-Fe+Ti (Σ X).

Fig. 4. Correlation of the composition of sericites from metavolcanites of the Tríbeč Mts. (1) with the authigenic illites of surrounding permian metasediments (2) according to Korikovskij et al. (in press), plot (K, Na)-Mg-Fe+Ti (Σ X).

Príbuznosť minerálnych asociácií vulkanitov a sedimentov komplexu obalu Tríbeča možno vysvetliť dvojako:

1. Temperatúra autometasomatickej propylitizácie vulkanitov bola rovnaká ako mladšej alpínskej anchimetamorfózy okolitých sedimentov.

2. Propylitizácia mala nižšiu temperatúru ako anchimetamorfóza a je možné, že zodpovedala argilitizácii. Potom argilitizované vulkanity spolu s okolitými sedimentmi zasiahla progresívna anchimetamorfóza a výsledkom bolo, že kaolinitovo-montmorillonitové asociácie argilitov boli nahradené illitovo-chloritovými, a tak sa vyrovnali s asociáciami metasedimentov.

Presné dôkazy jedného alebo druhého variantu zatiaľ chýbajú, ale použitie druhej alternatívy - dvojnásobná rekryštalizácia - svedčí viac v prospech vyššieho stupňa prepracovania vulkanitov v porovnaní s okolitými pieskovcami. Magmatické minerály vulkanitov sú prakticky úplne premenené, kým v pieskovcoch klastogénne muskovity zostali celkom zachované a klastogénne biotity sú čiastočne rozložené - zamenené metastabilnými Ti-sľudami (Korikovskij et al., v tlači). Ako nepriamy príznak možnej ranej argilitizácie sa ukazuje aj charakteristický intenzívny výnos Ca (Volostnych, 1972), ktorý nie je typický pre propylity vysokých stupňov.

My skôr predpokladáme, že by podobná hypotéza mohla pomôcť objasniť zloženie sľúd a paragenéz v horninách, ktoré sa spočiatku tvoria pri rozličných procesoch.

Záver

1. V permských sedimentoch obalu kryštalinika Tríbeča vychádzajú na povrch neveľké vrstvovité telesá metabazaltov a metaplagiodacitov, v ktorých boli magmatické minerály úplne nahradené nízkotemperatúrnymi.

2. Rekryštalizáciu sprevádzal prínos H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, ale aj SiO_2 a odnos CaO, a predstavuje proces nízkotemperatúrnej propylitizácie.

3. Zloženie illitovo-fengitových sľúd v metavulkanitoch a v okolitých anchimetamorfne zmenených metasedimentoch je veľmi blízke, čo poukazuje na blízkosť teploty kryštalizácie jedných aj druhých hornín.

Literatúra

Amstutz, G. C. 1974: Spilites and spilitic rocks. *Springer-Verlag, Berlín, 482.*

Bailey, S. W., Brindley, G. W., Fanning, D. S., Kodama, H. & Martin, R. T. 1984: Report of the clay minerals society nomenclature Committee for 1982 and 1983 - illite. *Clays Clay Miner., 32, 3, 239 - 240.*

Bogatikov, O. A., Michajlov, N. P. & Gonšakova, V. I. 1981: Klassifikacija i nomenklatura magmatičeskich gornych porod. *Moskva, Nedra, 160.*

Daly, R. A. 1933: Igneous Rocks and the Depths of the Earth. *McGraw-Hill, New York, 420.*

Daniš, D. 1986: Geologicko-petrografické pomery severovýchodnej časti pohoria Tríbeč v oblasti Drahožickej doliny. (Diplomová práca.) *Manuskript - archív katedry geol. a paleontol. PF UK Bratislava, 40.*

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. 1962: Rock-forming Minerals. V. 3. *Longmans, London, 380.*

Ernst, W. G. 1963: Significance of phengitic micas from low-grade schist. *Amer. Mineralogist, 48, 11 - 12, 1357 - 1375.*

Frey, M. 1987: Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *Blackie, Glasgow, 9 - 113.*

Korikovskij, S. P., Ďurovič, V. & Boronichin, V. A. 1991: Autigennyje i klastogennyje mineraly v anchimetamorfičeskich associacijach permskich metapsamitov iz oboločki krystalinikuma Tríbeč, Zapadnyje Karpaty. *Moskva, Nauka (v tlači).*

Koržinskij, D. S. 1955: Očerk metasomatičeskich procesov. (Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennych rudnych mestoroženijach). Moskva, *AN SSSR, 335 - 456.*

McDowell, S. D. & Elders, W. A. 1983: Allogenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field. *California, Amer. Mineralogist, 68, 1146 - 1159.*

Munha, J. & Kerrich, R. 1980: Sea water basalt interaction in spilites from the Iberian pyrite belt. *Contrib. Mineral. Petrology, 73, 191 - 200.*

Volostnych, G. T. 1972: Argilitizacija i orudenenije. *Moskva, Nedra, 239.*

Vozárová, A. & Vozár, J. 1988: Late paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ, Bratislava, 314.*

Wedepohl, K. H. 1985: Material balance between spilites and ocean ridge basalts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 167 - 178.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 413 - 425

Zirkóny hodrušského intruzívneho komplexu

KATARÍNA JAKABSKÁ

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

(Doručené 6. 5. 1992)

Zircons from the Hodruša intrusive complex (Western Carpathians)

Results of morphometric analysis of zircons from the Hodruša intrusive complex, which forms the core of the Neogene Banská Štiavnica-Hodruša ore field, indicate that its parts were generated from different magmas under mutually different conditions. Certain features of consanguinity manifest between diorite and granodiorite intrusion respectively. Results of zircon typology are supported by geochemical data, too.

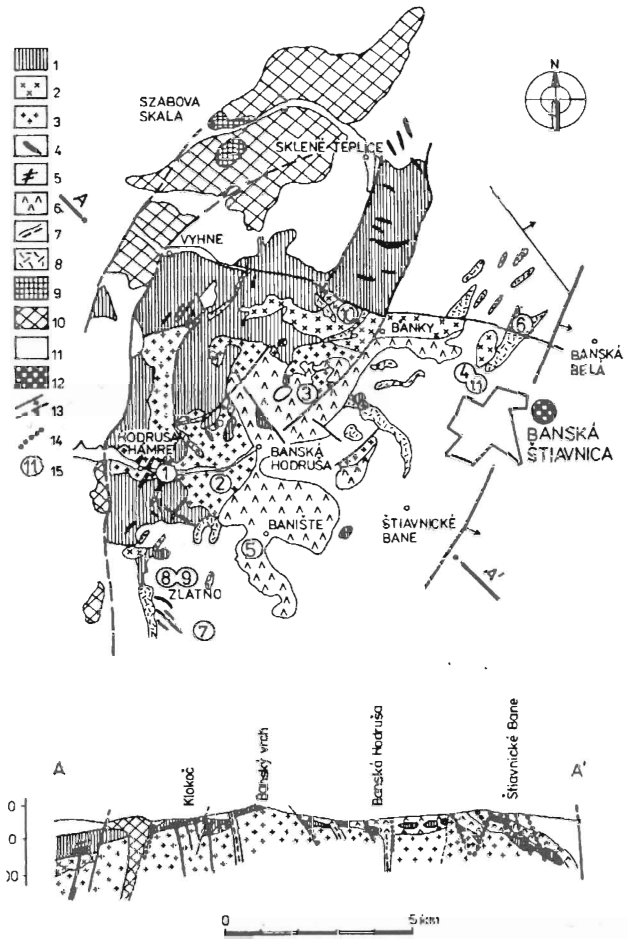
Úvod

Uprostred územia stredoslovenských neovulkanitov medzi Banskou Štiavnicou - Hodrušou - Hámrami - Vyhňami a Sklenými Teplicami vystupuje na povrch predneogénne podložie v podobe elevácie (obr. 1). Podložie neogénu tvoria sedimenty paleogénu, príkrovové jednotky mezozoika a paleozoika, obalové mezozoikum a veporické kryštalinikum. Jadro elevácie tvorí hodrušský intruzívny komplex (ďalej HIK), ktorý je zároveň nositeľom mineralizovaných štruktúr banskoštiavnicko-hodrušského rudného rajónu, preslávenéhо baníctvom drahých a neželezných kovov. HIK (obr. 1) sa skladá z rozmanitých intrúzií, ktoré sa od seba odlišujú zložením, pôvodom, vekom, veľkosťou a tvarom telies. Ide o tieto hlavné členy: 1. diorit (vzorka č. 10), 2. granodiorit (vzorka č. 1, 2, 3 a 4), 3. granodioritový porfýr (vzorka č. 7, 8 a 9), 4. kremeňovo-dioritový porfýr - "dacit" (vzorka č. 5 a 6), 5. aplit a ryolit (vzorka č. 11).

Poradie uvedených hornín zodpovedá následnosti ich vzniku, stanovenej na základe spoľahlivých geologických pozorovaní. Iba postavenie aplitu nie je jednoznačné. Je pravdepodobné, že niektoré žily aplitu nasledujú za intrúziou dioritu a granodioritu, avšak ich časť môže byť hlbinným ekvivalentom ryolitu. Tie by potom patrili medzi najmladšie intruzívne členy komplexu.

Petrológiou a geológiou HIK sa zaoberal najmä Šalát (1954), Rozložník (1968) a Šalát a Rozložník (1979). Títo autori časť HIK, najmä diorit a granodiorit, pokladali za staršie intrúzie, obdobné ako sú rumunské banatity, a len "dacit" pokladali za hlbinný ekvivalent neogénnych vulkanitov. HIK sa zaoberali aj Konečný (1970), Konečný, Lexa a Planderová (1983) a Burián, Slavkay, Štohl a Tözsér (1985). Na základe stanovenia rádiometrického veku členov komplexu metódou Ar/K a FT všetky členy HIK považujú za hlbinné ekvivalenty neogénneho stratovulkanického aparátu s kalderovou štruktúrou. Treba však poznamenať, že následné niekoľkonásobné prebriatie členov komplexu mohlo pôvodné izotopické zloženie magmatitov narušiť, a preto je ich rádiometrické datovanie, najmä Ar/K metódou, problematické. K objasneniu petrologických vlastností HIK prispel najmä Lexa (1969), Karolus (1970), Mihaliková a Konečný (1977), Radvanec a Radvancová (1981), Šulgan (1987 - 1989). Zirkónmi členov HIK sa zaoberal Rozložník, Jakabská a Timčák (1982) a Jakabská a Timčák (1987). Z hľadiska metalogenézy sa z členov HIK rudonosná úloha pripisovala dioritu, kremeňovému porfýru a ryolitu (Burian et al., 1985). Rozložník a Zábranský (1971) skarnové a Cu-porfýrové zrudnenie spájajú s granodioritovým porfýrom a žilné hydrotermálnopolymetalické a drahokovové zrudnenie kladie Rozložník (in Fusán et al., 1987) za výstup ryolitu.

Doterajšie náhľady nie sú jednotné, najmä pokiaľ ide o komagmatickosť, vek a rudonosnosť členov HIK. V úsilí pomôcť objasniť zložité otázky petrológie HIK sme uskutočnili morfometrickú analýzu zirkónu z jednotlivých členov a jej výsledky sme vzájomne konfrontovali. Použili sme metodiku a klasifikáciu Pupina (1976, 1980). Preskúmalo sa 11 vzoriek. Ich súpis a lokalizácia sú v tab. 1 a na obr. 1. Na zhodnotenie povahy zirkónu sme využili aj mikrosondové analýzy (tab. 2) a na objasnenie



Obr. 1. Schematická geologická mapa okolia Banská Štiavnica - Hodruša (zostavil Rozložník, 1988). 1 - horniny predneogénneho fundamentu, 2 - diorit - gabrodiorit, 3 - granodiorit, 4 - granodioritový porfýr, 5 - skarny (len v reze), 6 - kremeňovo-dioritový porfýr (silly, lakolity), 7 - kremeňovo-dioritový porfýr (žily), 8 - kremeňovo-dioritový porfýr (hrubé žily), 2-8 - hodrušský intruzívny komplex (neogén), 9 - ryolity hlinického typu (sarmat), 10 - ryolity kremnického typu (sarmat), 11 - andezity, nečlenené (báden - sarmat), 12 - bazanit (panón), 13 - zlomy, 14 - rudné žily (len v reze), 15 - čísla vzoriek: (1) - Kukel, (2) - Kopanica, (3) - štôlňa Jozef, (4) - Nová šachta, (1-4) - granodiorit, (5) - Baništ, (6) - štôlňa Juraj, (5-6) - kremeňovo-dioritový porfýr, (7) - Vysoká, vrt R-8 (1500 m), (8) - Zlatno, vrt R-12 (513,5 m), (9) - Zlatno, vrt R-12 (587 m), (7-9) - granodioritový porfýr, (10) - diorit, Banky, (11) - granitoporfýr - ryolit žily Klotilda.

Fig. 1. Schematic geological map of the Banská Štiavnica - Hodruša surrounding (compiled by Rozložník, 1988). 1 - rocks of pre-Neogene fundament, 2 - diorite-gabrodiorite, 3 - granodiorite, 4 - granodiorite porphyry, 5 - skarns (only in cross section), 6 - quartz diorite porphyry (sills and localithes), 7 - quartz diorite porphyry (dykes), 8 - quartz diorite porphyry (thick dykes), 2-8 - the Hodruša intrusive complex (Neogene), 9 - rhyolites of the Hlinik type (Sarmatian), 10 - rhyolites of the Kremnica type (Sarmatian), 11 - andesites - undivided (Badenian - Sarmatian), 12 - basanite (Pannonian), 13 - faults, 14 - ore veins (only in the cross section), 15 - numbers of samples: (1) - Kúkeľ, (2) - Kopanica, (3) - the Jozef adit., (4) - the Nová šachta shaft, (1-4) - granodiorite, (5) - Baniště, (6) - the Juraj adit, (5-6) - quartz diorite porphyry, 7 - Vysoká, R-8 borehole (1500 m), (8) - Zlatno, R-12 borehole (513.5 m), (9) - Zlatno, R-12 borehole (587 m), (7-9) - granodiorite porphyry, (10) - diorite, Banky, (11) - the Klotilda granite-porphyry-rhyolite dike.

petrologických otázok, najmä komagmatickosti, sa použili aj chemické analýzy hostiteľských hornín zirkónu (tab. 1) a analýzy stopových prvkov (tab. 3). Analyzujúce laboratóriá sa uvádzajú pri tabuľkách.

Dioritické horniny

Dioritické horniny vytvárajú malé telesá v podobe viac-menej súvislého lemu okolo veľkého intruzívneho telesa granodioritu kruhovitého prierezu. Najväčšie súvislé teleso dioritických hornín sa nachádza na svahoch vrchov Kyzová - Hojan, kde sa kontaktne stýka s predneogénnymi horninami, a pozdĺž zlomu smeru V - Z sa tektonicky stýkajú aj s neovulkanickým komplexom. Minerálne a chemické zloženie dioritických hornín sa mení z miesta na miesto od gabra cez gabrodiorit, diorit až po kremeňový diorit. Ich štruktúra je hypidiomorfná, ale častý je trend k porfyrickému vývoju. Veľkosť zŕn je najčastejšie okolo 1 mm. Plagioklas (An 40 - 60) je zvyčajne zonálne s kyslým až albitickým lemom. Z tmavých súčiastok sa bežne vyskytuje starší ortopyroxén (± uralitizovaný), ktorý býva často uzatvorený v leukoxenizovanom mladšom klinopyroxéne. Hojnejší ako pyroxén býva amfibol a častý je aj biotit. V kyslejších varietách priestor medzi zrnami vypĺňa alotriomorfný kremeň, ojedinele aj myrmekitický ortoklas. Ako akcesórie možno uviesť apatit, turmalín, zirkón a rudné minerály. Medzi sekundárnymi minerálmi sa najčastejšie vyskytuje leukoxén, epidot, chlorit, saussurit, sericit a karbonáty. Obsah SiO_2 je 50 - 60 %, najčastejšie okolo 55%. Majú relatívne nízky obsah CaO aj K_2O. Pomer K:Na je približne 1:1 a mnohé vzorky spadajú do poľa monzodioritu (Rozložník a Šalát, 1979).Najrozšírenejším predstaviteľom tejto skupiny hornín je však hornina, ktorú možno označiť ako diorit, príp. kremeňový diorit. Z nej pochádza aj vzorka, v ktorej sa skúmali zirkóny (vzorka č. 10, tab. 1). V mikrochemizme dioritu sú isté rozpory v tom, že sa v nich na jednej strane vyskytujú "plášťové" prvky Co, Ni a Cr. Relatívne vysoký obsah má aj Ba, Sr (tab. 3).

Zirkóny sú vo vzorke dioritu zastúpené relatívne skromne. Sú ružovkasté, číre, s ojedinelými tmavými, plynovými inklúziami a uzavreninami apatitu. Najčastejší pomer d/š kryštálov je 1,4 - 3,2 (tab. 4). Podľa morfometrie zirkón vytvára dve generácie, jednu početne bohatšiu generáciu alkalických zirkónov s najčastejším tvarom D, P_5, P_4, P_3 a druhú málopočetnú "tonalitickú" s typom S_{12} a S_{18}. Morfo-

TAB. 1
Chemické analýzy, z ktorých sa vyseparovali zirkóny
Chemical analyses of zircon bearing rocks

Oxidy	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	61,01	61,20	60,23	62,23	63,40	58,48	63,42	62,06	67,52	56,53	75,34
TiO_2	0,52	0,55	0,75	0,88	0,63	0,67	0,66	0,20	0,20	1,20	0,28
Al_2O_3	17,75	16,76	17,73	16,57	17,43	16,05	17,10	17,58	13,90	16,57	13,42
Fe_2O_3	3,10	3,11	2,54	2,12	2,74	1,46	1,88	6,06	4,95	3,19	1,40
FeO	3,60	3,59	4,16	4,25	2,98	3,98	4,17	0,72	1,43	4,11	0,43
MnO	0,09	0,12	0,12	0,12	0,11	0,10	0,11	0,07	0,20	0,04	st.
MgO	1,94	2,42	2,40	2,64	2,26	2,56	2,39	1,61	2,01	3,42	0,64
CaO	5,70	5,50	5,88	3,26	4,06	5,87	3,71	5,05	3,90	6,62	0,84
Na_2O	2,31	2,56	2,20	2,95	2,98	2,69	3,00	1,48	1,40	2,46	2,60
K_2O	2,62	3,24	2,82	3,20	2,11	2,23	1,96	2,00	2,08	2,10	4,00
P_2O_5	0,17	0,19	0,19	0,17	0,08	0,19	0,11	st.	st.	0,21	st.
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	0,04	0,04	-	0,04	-	-	-	-
H_2O^+	0,96	0,62	0,95	0,15	0,33	5,43	0,07	0,06	0,06	3,59	0,82
H_2O^-	0,13	0,07	0,10	0,43	0,80	0,51	0,39	2,80	2,44	0,23	0,16
Σ	99,90	99,93	100,07	99,01	99,95	100,22	99,01	99,69	100,09	100,27	99,93

Analyzovali: Činčárová, Fiačanová, Kozelková a Szabóova. 1-11 - č. vzorky. 1 - granodiorit Hodruša-Hámre - malý lom oproti riaditeľstvu závodu Rudných baní (Kukel), 2 - granodiorit Hodruša-Hámre - odkryv v zárezе cesty k osade Kopanica, 3 - granodiorit Hodruša-Hámre, Banská Hodruša - prirodzený odkryv pri štôlni Jozef, 4 - granodiorit - vzorka z hĺbenia Novej šachty, 5 - kremeňovo-dioritový porfýr (dacit) Hodruša-Hámre, osada Baníšte, prirodzený odkryv, 6 - kremeňovo-dioritový porfýr (dacit) Banská Štiavnica, opustený lom pri štôlni Juraj, 7 - granodioritový porfýr Banská Hodruša, osada Vysoká, z vrtu R-8 (1500 m), 8-9 - granodioritový porfýr Banská Hodruša, osada Vysoká - Zlatno, z vrtu R-12 (513,5 - 587 m), 10 - diorit Banky, prirodzený odkryv, 11 - ryolit - Banská Štiavnica-východ, žila Klotilda, 5. obzor - Nová šachta

TAB. 2
Priemerné hodnoty mikrosondových analýz a odvodené parametre skúmaných zirkónov
Average values of microprobe analyses and derived parameters of investigated zircons

Oxidy	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Al_2O_3	0,000+	0,176	n. d.	0,003	0,006	0,001	0,012	n. d.	n. d.	0,900	n. d.
ZrO_2	65,953	65,456	65,667	65,073	62,258	64,164	63,928	64,826	65,246	64,486	66,149
HfO_2	1,269	1,262	1,207	1,202	1,315	1,218	1,285	1,328	1,295	1,077	1,088
La_2O_3	0,002	0,012	0,008	0,006	n. d.	0,004	0,003	0,011	0,010	0,011	n. d.
MgO	0,016	0,017	0,003	0,005	0,015	0,007	0,003	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Ce_2O_3	0,112	0,041	0,040	0,017	0,016	0,028	0,022	0,026	0,021	0,029	n. d.
Y_2O_3	0,072	0,065	0,098	0,116	0,033	0,036	0,062	0,047	0,037	0,546	0,102
FeO	0,010	0,018	0,011	0,003	n. d.	0,011	0,010	0,020	n. d.	0,131	n. d.
SiO_2	34,453	34,097	34,111	34,349	32,764	34,087	33,947	34,112	34,354	34,310	32,786
CaO	0,004	0,015	0,004	0,003	0,018	0,002	0,150	n. d.	0,005	0,001	0,002
ThO_2	0,005	n. d.	0,003	0,030	0,019	0,011	0,019	0,022	n. d.	0,097	0,017
Σ	101,896	101,159	101,152	100,807	96,444	99,630	99,441	100,392	100,968	100,688	100,144
I.A	429,400	403,370	422,000	400,890	326,460	354,100	362,400	328,900	351,520	688,970	465,960
I.T.	686,270	724,580	694,200	662,720	549,020	532,480	544,800	542,970	562,880	731,610	498,560
Zr/Hf	45,250	45,160	47,116	47,147	41,224	45,850	43,300	42,517	43,831	52,110	52,920
ZrO_2/HfO_2	51,970	51,860	54,400	54,140	47,340	52,680	49,750	48,810	50,380	59,860	60,800
Zr	48,825	48,457	48,613	48,174	46,089	47,501	47,326	47,990	48,302	47,739	48,970
Hf	1,079	1,073	1,032	1,022	1,118	1,036	1,093	1,129	1,102	0,916	0,925
Y	0,028	0,026	0,038	0,046	0,013	0,014	0,024	0,018	0,014	0,215	0,040
Ce	0,048	0,017	0,017	0,007	0,007	0,012	0,009	0,011	0,009	0,012	n. d.
La	0,001	0,005	0,003	0,002	n. d.	0,001	0,001	0,005	0,004	0,005	n. d.
Th	0,004	n. d.	0,002	0,026	0,017	0,001	0,016	0,019	n. d.	0,086	0,015
Al	0,000	0,047	n. d.	0,001	0,001	0,000	0,003	n. d.	n. d.	0,000	n. d.

1-10 -čísla vzorky, + - Údaje prakticky pod hranicou detekcie mikrosondy, n. d. - nezistené, Hranica spoľahlivého stanovenia je na druhé desatinné miesto. Ďalšie desatinné miesta charakterizujú iba presnosť korekčných prepočtov. Analýzy v centrálnom laboratóriu mikroanalýzy GÚDŠ Bratislava urobil kolektív pod vedením Határa. Morfometrické analýzy urobila Jakabská.

TAB. 3
Obsah mikroprvkov (ppm) v horninách, z ktorých sa separovali zirkóny
Content of microelements (in ppm) in rocks with separated zircons

Prvky	1	2	3	10
Be	3	3	4	3
Sc	20	20	20	10
P	1500	1000	2000	1500
Mn	700	900	1500	1000
Pb	30	9	30	20
Sn	4	3	5	5
Nb	10	10	20	20
Ga	20	35	40	30
Ge	2	2	2	4
Mo	3	2	5	3
V	100	100	90	200
Cu	50	30	50	30
Zn	60	60	90	50
Ti	4000	4000	5000	5000
Co	20	20	20	20
Ni	9	10	10	20
Zr	200	100	100	100
Cr	40	40	90	70
Sr	500	500	400	300
Ba	900	900	700	500
Y	20	30	30	20
La	-	-	-	-
B	20	10	7	20

Analyzovala Fiačanová. 1-2-3-10 - č. vzorky

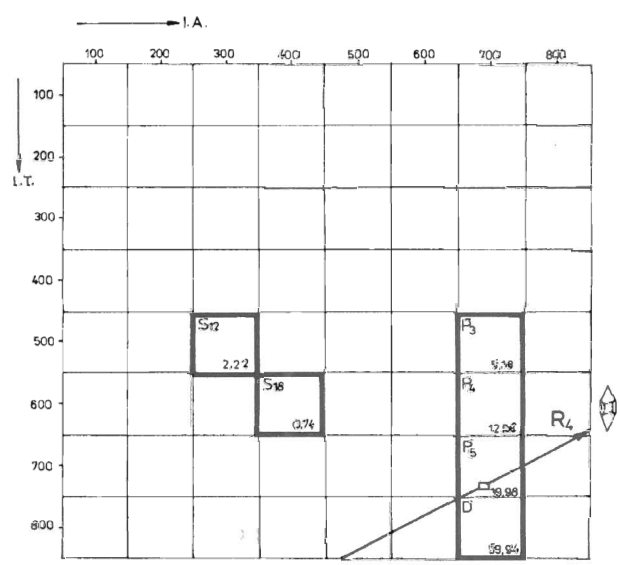
metrické ťažisko zirkónu spadá do poľa P_5 a hlavná generácia vykazuje trend alkalického bazaltu (v zmysle klasifikácie Pupina, 1980). Aj vektor TET (obr. 2 a 10) sleduje hodnotu R_4 a vykazuje relatívne malý uhol (29°), a tým aj pomalý priebeh kryštalizácie. Frekvenčný diagram (obr. 11) ukazuje, že väčšina zirkónov kryštalizovala pri veľmi vysokej teplote (okolo 900 °C) a v zmysle Pupina et al. (1978) nesie znaky subsolvnej (veľmi suchej) magmy. Zreteľný je rozpor medzi výsledkami morfometrickej analýzy, ktorá poukazuje na alkalickogabrovitý charakter pôvodnej magmy, a chemizmom zirkónov (tab. 2). Priemerný pomer Zr/Hf (52) je aj pre dioritickú horninu nízky. Podľa údajov Carbonella et al. (1973) mal by byť nad 60. V zirkóne je relatívne vysoký obsah Th, kým obsah Y v porovnaní s údajmi Chessex a Delaloyea (1965) zodpovedá dioritu.

Podľa klasifikácie Pupina (1980) typomorfné vlastnosti zirkónov z dioritu HIK ukazujú, že pochádzajú zo suchej, plášťovej alkalicko-bazaltickej magmy, teda z bázickejšieho a podstatne alkalickejšieho prostredia, ako je ich hostiteľská hornina.

Granodiorit

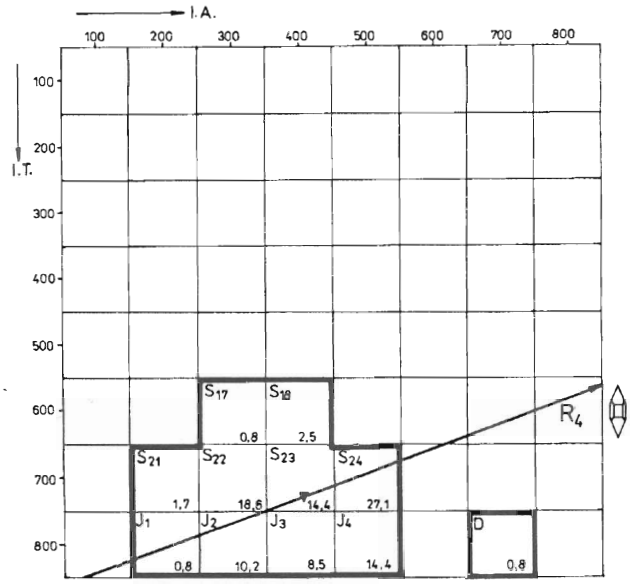
Granodiorit (tzv. hodrušský) vytvára veľký plutón s rozmermi približne 12 x 8 km. Má elipsovitý prierez a je mierne pretiahnutý v smere SV - JZ. Je jadrom hodrušskej elevácie (obr. 1). Stýka sa s horninami predterciérneho podložia. V porovnaní s dioritickými horninami nespôsobuje také výrazné kontaktné účinky a má homogénnejšie zloženie. Na okrajoch má tendenciu prechádzať do porfyrického vývoja a miestami obsahuje šlíry, ktoré majú až kremeňovo-dioritový charakter. Je strednozrnitý, s priemernou veľkosťou zŕn 5 - 7 mm. Priemerné modálne zloženie (podľa Šaláta, 1954) je: plagioklas (An 40 - 60 %) s kyslým lemom (39,8 %), ortoklas, zvyčajne zakalený (19,3 %), kremeň (18,7 %), amfibol (12,9 %), biotit (8,2 %) a akcesórie (2,1 %). Lexa (1969) zonálnosť plagioklasu interpretuje ako výsledok dvojetapovitej kryštalizácie hlbinnej a podpovrchovej magmy s rýchlym tuhnutím.

Rezorpciu a koróziu pozorovať aj na ostatných, starších mineráloch, najmä na biotite a amfibole. Ako akcesórie sa vyskytujú: magnetit, apatit, zirkón, granát a turmalín. Medzi akcesóriami sú zvláštnosťou veľké jedince titanitu a feroaugitu. Sekundárnym minerálom je chlorit (bežne zatláča biotit a amfibol), epidot, zoisit, sericit, karbonáty a sulfidy. Granodiorit často obsahuje oválne až guľovité uzavreniny monozodioritu - dioritu vo veľkosti orecha až ľudskej hlavy. Granodiorit má chemické zloženie granodioritu, leukotonalitu - tonalitu. Priemerný obsah SiO_2 v nich sa pohybuje okolo 60%. V porovnaní s normálnym granodioritom majú



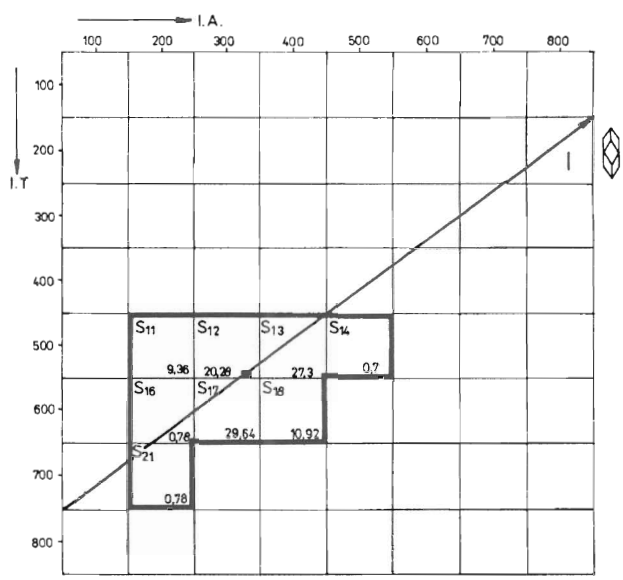
Obr. 2. I.A a I.T diagram populácií zirkónov z dioritu Banky (vzorka č. 10).

Fig. 2. I.A and I.T diagram of zircon populations from the Banky diorite (sample No. 10).



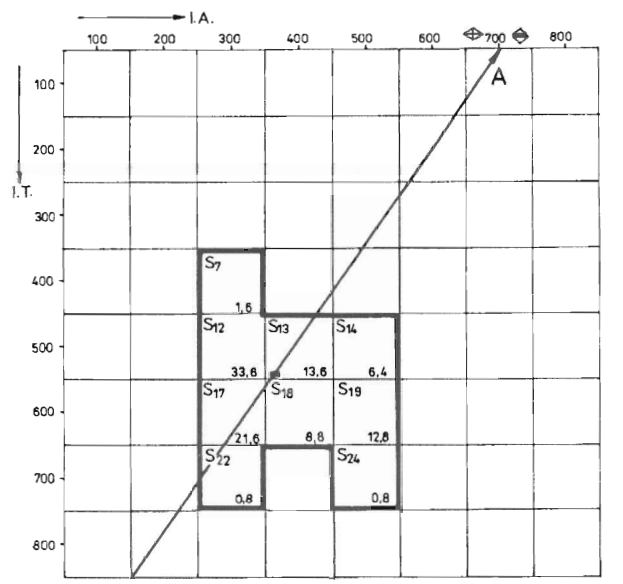
Obr. 3. I.A a I.T diagram populácií zirkónov z granodioritu Kopanica (vzorka č. 2).

Fig. 3. I.A and I.T diagram of zircon populations from the Kopanica granodiorite (sample No. 2).



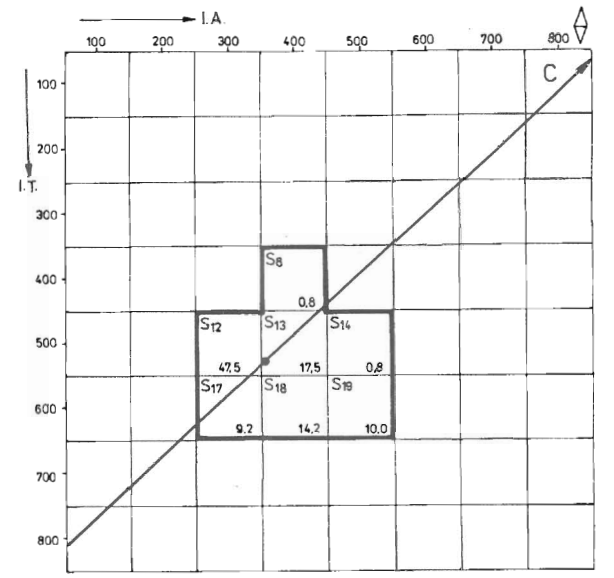
Obr. 4. I.A a I.T diagram populácií zirkónov z granodioritového porfýru Zlatno z vrtu R-12, 513,5 m (vzorka č. 8).

Fig. 4. I.A and I.T diagram of zircon populations from the Zlatno granodiorite porphyry, from the R-12 borehole, 513.5 m (sample No. 8).



Obr. 5. I.A a I.T diagram populácií zirkónov z granodioritového porfýru, Vysoká, vrt R-8, 1500 m (vzorka č. 7).

Fig. 5. I.A and I.T diagram of zircon populations from the Vysoká granodiorite porphyry, the R-8 borehole, 1500 m (sample No. 7).



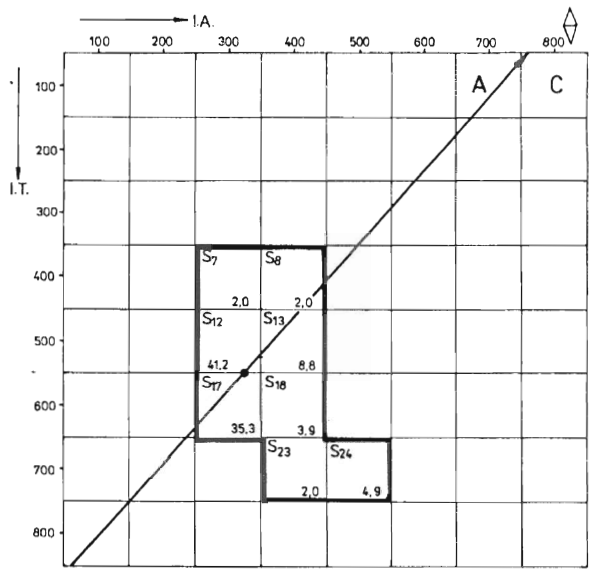
Obr. 6. I.A a I.T diagram populácií zirkónov z kremeňovo-dioritového porfýru (dacitu), štôlňa Juraj (vzorka č. 6).

Fig. 6. I.A and I.T diagram of zircon populations from quartz diorite porphyry (dacite), the Juraj adit (sample No. 6).

zvýšený obsah FeO, Fe_2O_3, ale aj Co, Ni a Cr.

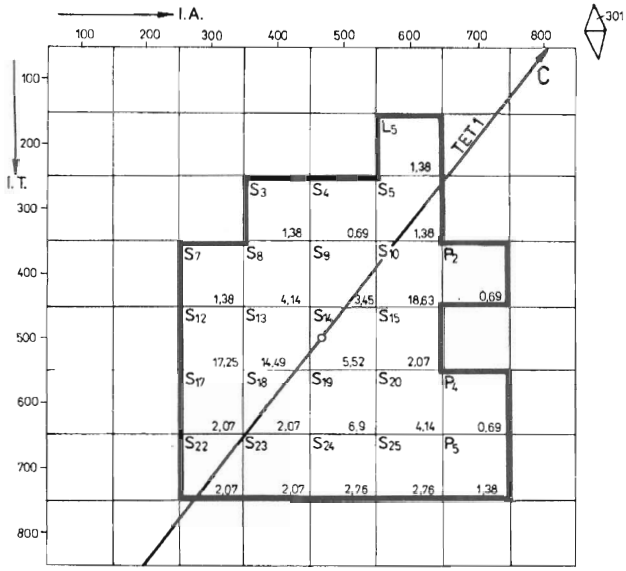
V mikrochemizme (tab. 3) pozorovať aj vysoký obsah Ba (700 - 900 ppm) a Sr (400 - 500 ppm).

Zirkóny granodioritu sa skúmali v štyroch vzorkách (Rozložník, Jakabská a Timčák, 1982). Tu uvádzame iba typogram zirkónov z Kopanice (obr. 3). Morfometrické ťažiská všetkých štyroch vzoriek (č. 1, 2, 3 a 4) sú uvedené v tab. 2 a v súhrnných klasifikačných diagramoch (obr. 9, 10). Zirkóny v granodiorite sú relatívne frekventované. Najčastejší pomer dĺžky k šírke býva 2,0 - 3,0. Sú svetloružové so zrastami podľa 100 a 110 a inklúzia-



Obr. 7. I.A a I.T diagram populácií zirkónov z kremeňovo-dioritového porfýru (dacitu), Banište (vzorka č. 5).

Fig. 7. I.A and I.T diagram of zircon populations from the Banište quartz diorite porphyry (dacite), (sample No. 5).



Obr. 8. I.A a I.T diagram populácií zirkónov z ryolitu, žila Klotilda (vzorka č. 11).

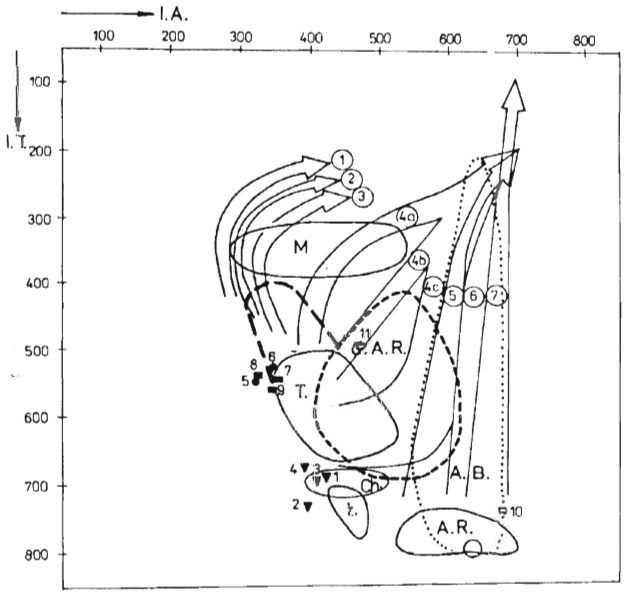
Fig. 8. I.A and I.T diagram of zircon populations from the Klotilda dike rhyolite (sample No. 11).

mi apatitu. Typologicky je najčastejšie zastúpený tvar S_{22} a S_{23}. Morfometrické ťažiská všetkých štyroch skúmaných vzoriek granodioritu spadajú do poľa S_{23}, ktoré v zmysle klasifikácie Pupina (1980) zodpovedá poľu charnokitu alebo blízkemu poľu tranchyandezitu. Zirkóny charnokitu mávajú veľmi charakteristický izometrický tvar a bývajú aj popraskané (Pupin, 1976). Naše zirkóny tieto vlastnosti nevykazujú, a preto ich začleňujeme medzi trachyandezity, ktorých pole sa takmer prekrýva s poľom charnokitu (obr. 9). Je zaujímavé, že sa na typograme (obr. 3) objavuje aj druhá, početne skromnejšia generácia D, ktorá tvorí uzavreniny v zirkónoch v spomenutej mladšej generácii s typom najmä S_{22} a S_{23}. S generáciou typu D (ako hlavnou) sme sa stretli aj v diorite, ktorý sme opísali. Aj Rajnoha (1987) vo vzorke hodrušského granodioritu z lokality Kohútova dolina registruje dve generácie zirkónov.

Typologický evolučný trend TET zirkónov v granodiorite (obr. 10) sleduje I a R_3 a má relatívne mierny sklon (21 - 45°), čo svedčí o pomalej kryštalizácii v alkalickom prostredí. Z teplotnej interpretácie frekvenčných diagramov (obr. 11) vychodí, že zirkóny kryštalizovali v rozmedzí 800 - 900 °C (najviac okolo 850 °C) relatívne suchej magmy. Zirkóny z granodioritu majú veľmi vyrovnané chemické zloženie. Obsah HfO_2 sa pohybuje okolo 1,2 %, pomer Zr/Hf je okolo 45 - 47, čo zodpovedá pomerom, ktoré Chessex-Delaloye (1968) udávajú pri zirkónoch granodioritu (35 - 55). Zirkóny našich granodioritov majú vysoký obsah ytria. Typológia zirkónov granodioritov, ako aj ich niektoré petrologické znaky (obsah stopových prvkov, xenolity dioritu, obsah pyroxénu a titanitu) hovoria v prospech toho, že hodrušský granodiorit pravdepodobne vznikol spolu s dioritmi zo spoločnej relatívne suchej alkalicko-bazalticko-andezitovej magmy generovanej na rozhraní plášťa a kôry, ktorá však najmä v prípade kryštalizácie granodioritu bola výrazne obohatená kôrovými látkami.

Granodioritový porfýr

Kruhovité teleso granodioritu (obr. 1) je (najmä pri Zlatne, Vyhniach a Sklených Tepliciach) obklopené rojom prstencovitých žíl granodioritového porfýru. Dĺžka ich telies je niekoľko sto metrov a ich mocnosť sa pohybuje od niekoľkých do niekoľko desiatok metrov. Žilné intrúzie granodioritového porfýru vyvolávajú v predneogénnych horninách, ako aj v bazálnej časti vulkanického komplexu mimoriadne intenzívne kontaktné účinky, vrátane tvorby skarnu. Granodioritový porfýr bol označený za nositeľa magnetitovo-skarnového a Cu-porfýrového zrudnenia v okolí Banskej (Rozložník a Zábranský, 1971).



Obr. 9. Evolučné trendy niektorých negranitických skupín endogénnych hornín (podľa J. P. Pupina, 1980). Význam polí: AB - alkalické bazalty s polodrahokamovým zirkónom. AR - ryolity alkalického radu z anorogenických komplexov CAR - ryolity vápenato-alkalického radu z orogenických komplexov, M - migmatity, t - trachyandezity, T - tonality, 1-4 - granodiorit, 5-6 - kremeňovo-dioritový porfýr, 7-9 - granodioritový porfýr, 10 - diorit, 11 - granitový porfýr.

Fig. 9. Evolution trends of some non-granitic groups of endogenous rocks, (according to J. P. Pupin, 1980). Meaning of fields: AB - alkalicbasalts with semi-precious zircon. AR - rhyolites of calcaline suite from anorogenic complexes, CAR - rhyolites of calcali suite from orogenic complexes, M - migmatites, t - trachyandesites, T - tonalites, 1-4 - granodiorites, 5-6 - quartz diorite porphyries, 7-9 - granodiorite porphyries, 10 - diorite, 11 - granite porphyry.

Granodioritový porfýr má variabilné zloženie, spôsobené najmä asimiláciou endoskarnizáciou a rozmanitými následnými hydrotermálnymi premenami. Našiel sa v ňom aj úlomok granodioritu. Variabilná je aj jeho štruktúra. Vcelku prevládajú strednozrnité porfyrické štruktúry s veľkosťou výrastlíc 3 - 7 mm. Objem výrastlíc zvyčajne prevláda nad základnou mikrokryštalickou hmotou, ide teda o nevadickú (vzorky č. 8 a 9) alebo až takmer holokryštalickú štruktúru (vzorka č. 7). Vzorka granodioritového porfýru (č. 7) sa od vzoriek č. 8 a 9 odlišuje nielen štruktúrou, pripomínajúcou normálny strednozrnitý granodiorit, ale aj tým, že je málo hydrotermálne zmenená. Jej modálne zloženie je približne takéto: plagioklas (38 %), s obsahom An 30 - 70, má len zriedka slabý albitový lem; amfibol (12,8 %), býva zatlačený rudnými minerálmi, a to epidotom, biotitom a chloritom; biotit (19,2 %), je chloritizovaný. Priestory medzi uvedenými minerálmi vypĺňa alotriomorfný kremeň (16 %) a ortoklas (14 %). Na akcesórie (2%) pripadajú najmä rudné minerály, a tiež zirkón a apatit.

Vzorky č. 8 a 9 sa od predchádzajúcej podstatne odlišujú predovšetkým silnou hydrotermálnou premenou, najmä karbonatizáciou, sericitizáciou, chloritizáciou, silifikáciou a impregnáciou sulfidmi. Ide o "Cu-porfýr". Pre silnú alteráciu sa modálne zloženie stanovuje ťažko. Chemicky zodpovedajú granodioritu, leukotonalitu, príp. kremeňovému dioritu. Analýzy vzoriek č. 8 a 9 sú zreteľne aj chemicky narušené silifikáciou a karbonizáciou.

Zirkóny granodioritového porfýru sú ružovohnedé a s uzavreninami apatitu. Pomer ich dĺžky k šírke (tab. 4) je najčastejšie 1,6 - 2,8. Najfrekventovanejšie morfometrické typy zirkónov sú S_{12}, S_{13}, S_{17} a S_{18}. Morfometrické ťažisko zirkónov vzorky č. 7 spadá do poľa typu S_{13} (obr. 5), kým zirkóny vzorky č. 8 majú ťažisko v poli S_{12} (obr. 4) a vzorky č. 9 na rozhraní S_{17} - S_{18}. Ťažiská všetkých troch vzoriek sú vzájomne veľmi zblížené (obr. 9). Morfometrické ťažiská granodioritového porfýru by v zmysle klasifikácie Pupina et al. (1976) a Pupina (1980) zodpovedali transolvnej (relatívne mokrej) tonalitickej magme plášťovo-kôrového pôvodu. Vektory trendov TET (obr. 10) svedčia o relatívne rýchlom spáde kryštalizácie a podľa frekvenčného teplotného diagramu (obr. 11) väčšina zirkónov kryštalizovala okolo 750 °C. Zirkóny granodioritového porfýru sa od zirkónov granodioritu odlišujú aj chemicky. Majú nižší pomer Zr/Hf (42 - 43) a vcelku zvýšený obsah La.

Možno konštatovať, že mikrochemicky a povahou svojich zirkónov sa granodioritový porfýr sotva mohol generovať z tej istej magmy ako predtým charakterizovaný granodiorit. Výsledky výskumu zirkónov tak nepotvrdzujú pôvodný predpoklad, že granodioritové porfýry sú žilnými vetvami intrúzie granodioritu. Podľa všetkého ide o dve samostatné, geneticky a zrejme aj vekovo nezávislé intrúzie.

Kremeňovo-dioritový porfýr

Kremeňovo-dioritový porfýr (vzorka č. 5 a 6) je v porovnaní s predchádzajúcim granodioritovým porfýrom relatívne mladšou intrúziou. Najčastejšie žily vytvárajú rozličnej mocnosti presekávajúce predneogénny substrát, predchádzajúce členy hodrušského intruzívneho komplexu, ako aj časť neogénneho stratovulkanického aparátu. Najmohutnejšie telesá kremeňovo-dioritového porfýru sa však v podobe sillov, resp. lakolitov vkliňujú medzi plutón granodioritu a jeho plášť, ktorý väčšinou tvoria

TAB. 4

Frekvenčná distribúcia hodnôt d/š skúmaných zirkónov

Frequency distribution of d/š values of investigated zircons, d/š measurements were made by semiautomatic pattern analyzer MOPAN 03

1		2		3		4		5	
Kukel		Kopanica		Štôlňa Jozef		Nová štôlňa		Banište	
Trieda	f(%)	Trieda	f(%)	Trieda	f(%)	Trieda	f(%)	Trieda	f(%)
		0,0 - 0,0	0,00	0,0 - 0,3	0,00	0,0 - 0,3	0,00	0,0 - 0,4	0,50
0,0 - 0,4	1,3	0,4 - 0,8	0,85	0,3 - 0,6	0,00	0,3 - 0,6	0,00	0,4 - 0,8	0,00
0,4 - 0,8	2,0	0,8 - 1,2	1,72	0,6 - 0,9	0,00	0,6 - 0,9	0,00	0,8 - 1,2	0,60
0,8 - 1,2	0,7	1,2 - 1,6	19,80	0,9 - 1,2	3,27	0,9 - 1,2	1,30	1,2 - 1,6	5,70
1,2 - 1,4	2,0	1,6 - 2,0	22,40	1,2 - 1,5	16,30	1,2 - 1,5	1,30	1,6 - 2,0	30,40
1,4 - 1,8	9,9	2,0 - 2,4	23,30	1,5 - 1,8	11,80	1,5 - 1,8	16,70	2,0 - 2,4	23,40
1,8 - 2,0				1,8 - 2,1		1,8 - 2,1			
2,0 - 2,2	13,8	2,8 - 3,2	6,80	2,1 - 2,4	19,60	2,1 - 2,4	22,00	2,4 - 2,8	17,70
2,2 - 2,4	11,2	3,2 - 3,6	5,20	2,4 - 2,7	10,40	2,4 - 2,7	14,00	2,8 - 3,2	8,20
2,4 - 2,8	19,1	3,6 - 4,0	2,60	2,7 - 3,0	9,80	2,7 - 3,0	6,70	3,2 - 3,6	5,10
2,8 - 3,2	15,1	4,0		3,0 - 3,3	2,60	3,0 - 3,3	8,00	3,6 - 4,0	3,80
3,2 - 3,6	8,6			3,3 - 3,6	1,30	3,3 - 3,6	2,70	4,0 - 4,4	0,00
3,6 - 4,0	1,3			3,6 - 3,9	1,30	3,6 - 3,9	2,70	4,4 - 4,8	1,30
4,0 - 4,4	0,0			3,9	0,70	3,9	0,70	4,8 - 5,2	1,90
4,4 - 4,8	0,7							5,2	1,90
X = 2,34		X = 2,55		X = 2,17		X = 2,38		X = 2,42	
S = 0,66		S = 0,67		S = 0,97		S = 0,83		S = 0,89	
S^2 = 0,44		S^2 = 0,44		S^2 = 0,94		S^2 = 0,68		S^2 = 0,79	

6		7		8		9		10		11	
Štôlňa Juraj		Vrt R-8 (1500 m)		Vrt R-12 (513,5 m)		Vrt R-12 (587 m)		Banky		Banská Štiavnica	
Trieda	f(%)	Trieda	f(%)	Trieda	f(%)	Trieda	f(%)	Trieda	f(%)	Trieda	f(%)
0,0 - 0,4	0,0	0,0 - 0,4	0,5	0,0 - 0,4	0,0	0,0 - 0,4	0,0	0,0 - 0,4	0,0	0,0 - 0,4	1,6
0,4 - 0,8	0,0	0,4 - 0,8	0,0	0,4 - 0,8	0,0	0,4 - 0,8	0,0	0,4 - 0,8	0,9	0,4 - 0,8	0,0
0,8 - 1,2	1,5	0,8 - 1,2	0,5	0,8 - 1,2	1,4	0,8 - 1,2	1,4	0,8 - 1,2	7,3	0,8 - 1,2	4,8
1,2 - 1,4	2,3	1,2 - 1,6	7,9	1,2 - 1,4	3,6	1,2 - 1,4	0,7	1,2 - 1,4	2,7	1,2 - 1,4	6,4
1,4 - 1,8	14,4	1,6 - 2,0	32,6	1,4 - 1,8	25,9	1,4 - 1,8	21,4	1,4 - 1,8	15,4	1,4 - 1,8	24,0
1,8 - 2,0	24,3	2,0 - 2,4	32,1	1,8 - 2,0	18,0	1,8 - 2,0	22,8	1,8 - 2,0	10,9	1,8 - 2,0	12,0
2,0 - 2,2	19,8	2,4 - 2,8	16,7	2,0 - 2,2	20,9	2,0 - 2,2	21,4	2,0 - 2,4	15,4	2,0 - 2,4	27,2
2,2 - 2,4	7,6	2,8 - 3,2	7,0	2,2 - 2,4	11,5	2,2 - 2,4	9,7	2,4 - 2,8	9,1	2,4 - 2,8	12,0
2,4 - 2,8	22,0	3,2 - 3,6	0,9	2,4 - 2,8	10,1	2,4 - 2,8	17,3	2,8 - 3,2	10,9	2,8 - 3,2	8,0
2,8 - 3,2	5,3	3,6 - 4,0	1,4	2,8 - 3,2	5,0	2,8 - 3,2	2,8	3,2 - 3,6	8,2	3,2 - 3,6	0,8
3,2 - 3,6	0,8	4,0 - 4,4	0,0	3,2 - 3,6	1,4	3,2 - 3,6	1,4	3,6 - 4,0	5,4	3,6 - 4,0	2,4
3,6 - 4,0	1,5	4,4 - 4,8	0,4	3,6 - 4,0	1,4	3,6 - 4,0	0,0	4,0 - 4,4	3,6	4,0 - 4,4	0,0
4,0 - 4,4	0,0	4,8	0,0	4,0 - 4,4	0,0	4,0 - 4,4	0,7	4,4 - 5,0	5,4	4,0 - 4,4	0,0
4,4 - 4,8	0,8			4,4 - 4,8	0,0	4,4 - 4,8	0,0	5,0	4,5	5,0	0,8
X = 2,27		X = 2,17		X = 2,02		X = 2,110		X = 2,69		X = 2,07	
S = 1,33		S = 0,51		S = 0,40		S = 0,895		S = 1,19		S = 0,69	
S^2 = 0,76		S^2 = 0,26		S^2 = 2,06		S^2 = 0,796		S^2 = 1,42		S^2 = 0,47	

mezozoické sedimenty. Kontaktné účinky v ňom však nepozorovať. Štruktúra a minerálnochemické zloženie bývajú premenlivé (Miháliková a Konečný, 1977). Hydrotermálna alterácia je pre túto skupinu hornín typická, ale z prípadu na prípad má odlišnú intenzitu. Ďalšou vlastnosťou kremeňovo-dioritového porfýru, ktorý sa predtým označoval ako "dacit" (Šalát, 1954), je typický porfyrický vývoj s výrastlicami (veľkými 1 - 4 mm) plagioklasu, kremeňa, amfibolu a biotitu. Relatívne často sa v ňom vyskytujú úlomky okolitých hornín, najmä kremenca, ale aj exotických hornín, napr. dioritu.

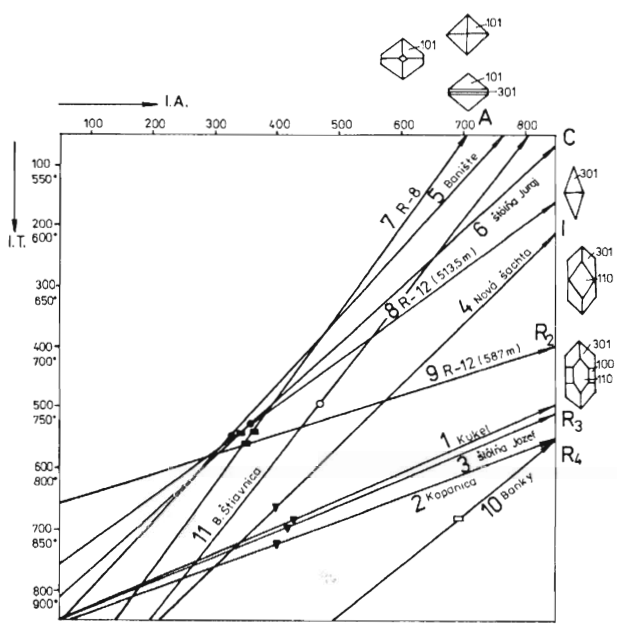
Vzorka č. 5 pochádza z veľkého lakolitového telesa, predstavuje varietu bez viditeľného kremeňa a je relatívne menej alterovaná. Pomer porfyrických výrastlíc k základnej hmote je 40:60. Výrastlice (veľké 2 - 3 mm) tvorí najmä plagioklas (An 40), často zonálny, korodovaný hnedým amfibolom, vyplnený magnetitom, kalcitom, albitom a chloritom, čerstvým, ale korodovaným biotitom. Základná hmo-

ta je okrem kremeňa, plagioklasu a amfibolu ťažko identifikovateľná. Ako akcesória vystupuje pyroxén, magnetit, zirkón (najviac v amfibole) a relatívne hojný apatit.

Vzorka č. 6 predstavuje veľmi rozšírenú žilnú hydrotermálne silne alterovanú varietu kremeňovo-dioritového porfýru s výrastlicou viditeľného kremeňa. Pomer výrastlíc k alotriomorfnej mikrozrnitej základnej hmote je cca 40:60. Veľkosť korodovaných výrastlíc je 1 - 4 mm. Prevládajú silne zmenené plagioklasy, zakalené, bližšie neidentifikovateľné, zatláčané kalcitom a základnou hmotou. Kremeň je korodovaný, amfibol resorbovaný a vyplnený magnetitom, epidotom, chloritom a sericitom. Biotit je korodovaný a bauretizovaný. Akcesóriami sú rudné minerály a tiež zirkón (v amfibole) a apatit. Sekundárne minerály zastupuje sericit, chlorit, epidot, karbonáty, adulár a sulfidy.

Uvedené horniny chemicky zodpovedajú kremeňovo-dioritickej magme, s istými odchýlkami k leukokratnejším, príp. melanokratnejším varietám. Mikrochemicky je vzorka č. 6 bohatšia na kôrové prvky ako vzorka č. 5.

Zirkóny kremeňovo-dioritového porfýru sú svetloružové a ružovohnedé, s uzavreninami apatitu a s odtlačkami po uzavreninách. Zrasty sú pozorovateľné podľa 100 a 110. Najčastejšími morfometrickými typmi zirkónu sú S_{12}, S_{13}, S_{17} a S_{18}, pri vzorke



Obr. 10. Vektorový diagram evolučných trendov TET skúmaných zirkónov.

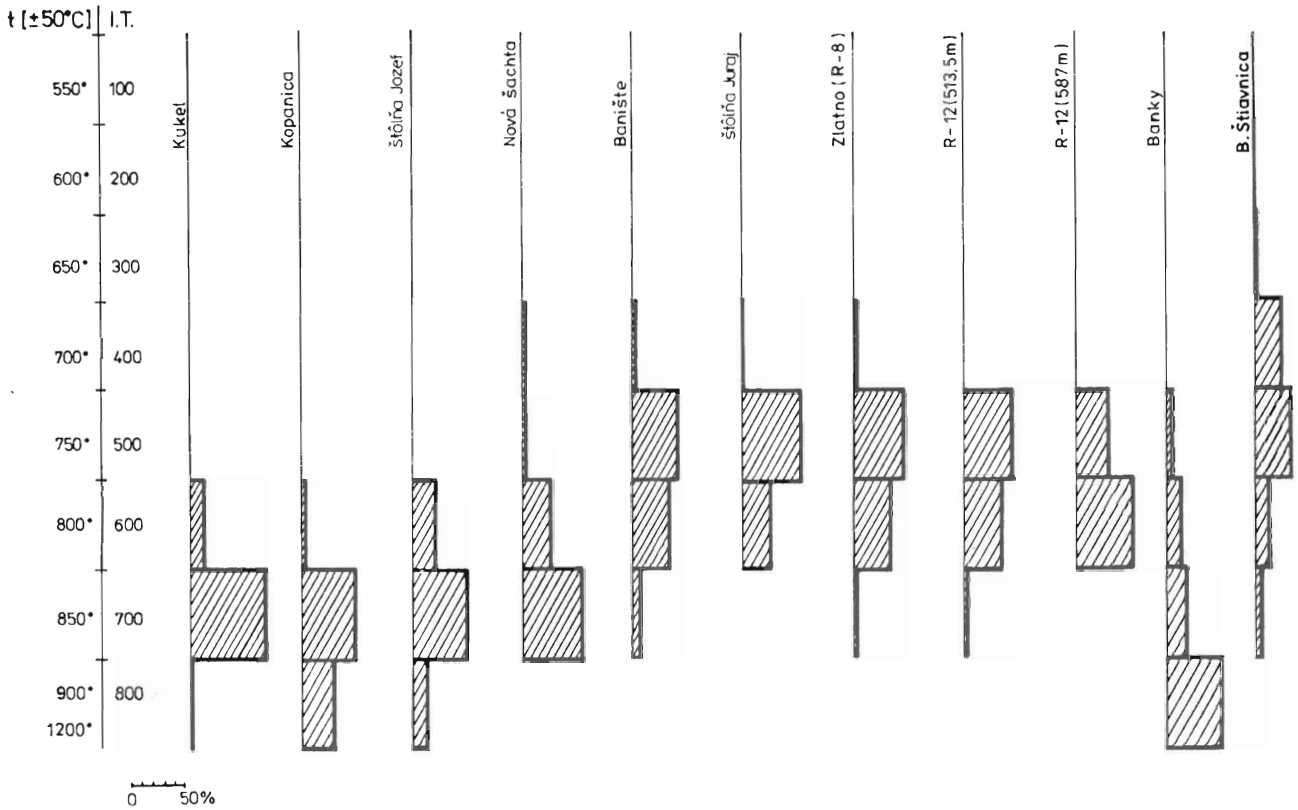
Fig. 10. Vector diagram of TET evolution trends of investigated zircons.

č. 6 aj S_{19}. Morfometrické ťažiská obidvoch vzoriek nečakane spadajú do poľa typu S_{12} a S_{13} (obr. 6 a 7), sú si vzájomne blízke a zároveň ležia blízko ťažísk zirkónov granodioritového porfýru. Aj v tomto prípade ide o pole tonalitov (obr. 9) plášťovo-kôrového pôvodu tzv. transolvnej povahy, relatívne bohatej na vodu. Uhol TET je strmší pri vzorke č. 5 (49°) ako pri č. 6 (43°) a v obidvoch prípadoch svedčí o relatívne rýchlom tuhnutí. Vektor smeruje ku konečnému typu C (obr. 10). Teplota vzniku zirkónov sa tak ako pri granodioritovom porfýre pohybuje okolo 750 °C (obr. 11). Zirkóny, najmä vzorky č. 5, majú vysoký obsah Hf a zo všetkých skúmaných hornín najnižší majú pomer Zr/Hf, a to 41,22. Obsah Ce je v nich relatívne nízky. Vcelku však chemizmus zirkónov zodpovedá tonalitickej hornine.

Záverom možno konštatovať blízkosť povahy zirkónov granodioritového porfýru a kremeňovo-dioritového porfýru. Na druhej strane sa tieto horniny od seba odlišujú inou tektonickou pozíciou, kontaktnými účinkami a odlišnou hĺbkou tuhnutia.

Granitový porfýr - ryolit

V HIK možno na mnohých miestach pozorovať žily svetlých hornín aplitického a granitoporfýrového či ryolitového zloženia. Pravdepodobne nepochádzajú z jednej magmy a nie sú ani rovnakého veku. Hornina, ktorej zirkóny sa skúmali, pochádza asi zo 7 m mocnej žily Klotilda, ktorú v oblasti Banskej Štiavnice odkryli banské diela. Je špinavobiela a s viditeľnými porfyrickými výrastlicami kremeňa a sanidínu. Základná hmota výrazne prevláda nad výrastlicami (asi v pomere 70:30) a je silne alterovaná, kalcifikovaná, sericitizovaná, adularizovaná a prekremenená. Z akcesorických minerálov je hojný granát s prevládajúcou almandínovou zložkou (Maťo a Krištín, 1985). Zirkón je vzácnejší. Hornina je bohatá na rudné minerály - sulfidy, ktoré sú sčasti dobre viditeľné aj makroskopicky. Jej chemické zloženie (tab. 1) zodpovedá granitu - ryolitu. Zirkóny z ryolitu sú svetloružové až ružovožlté, s tmavými a svetlými inklúziami. Pozorovať v nich zrasty podľa 100. Pomer ich dĺžky k šírke je najčastejšie 1,4 - 2,8 (tab. 4). Najhojnejší morfometrický typ zirkónu je S_{10}, S_{12}, S_{13} a S_{14}. Morfometrické ťažisko spadá do poľa typu S_{14} (obr. 8). Uhol TET je (53°) pomerne strmý, čo svedčí o relatívne rýchlom tuhnutí. Vektor TET smeruje ku konečnému typu C (obr. 8 a 10). Z teplotnej interpretácie frekvenčného diagra-



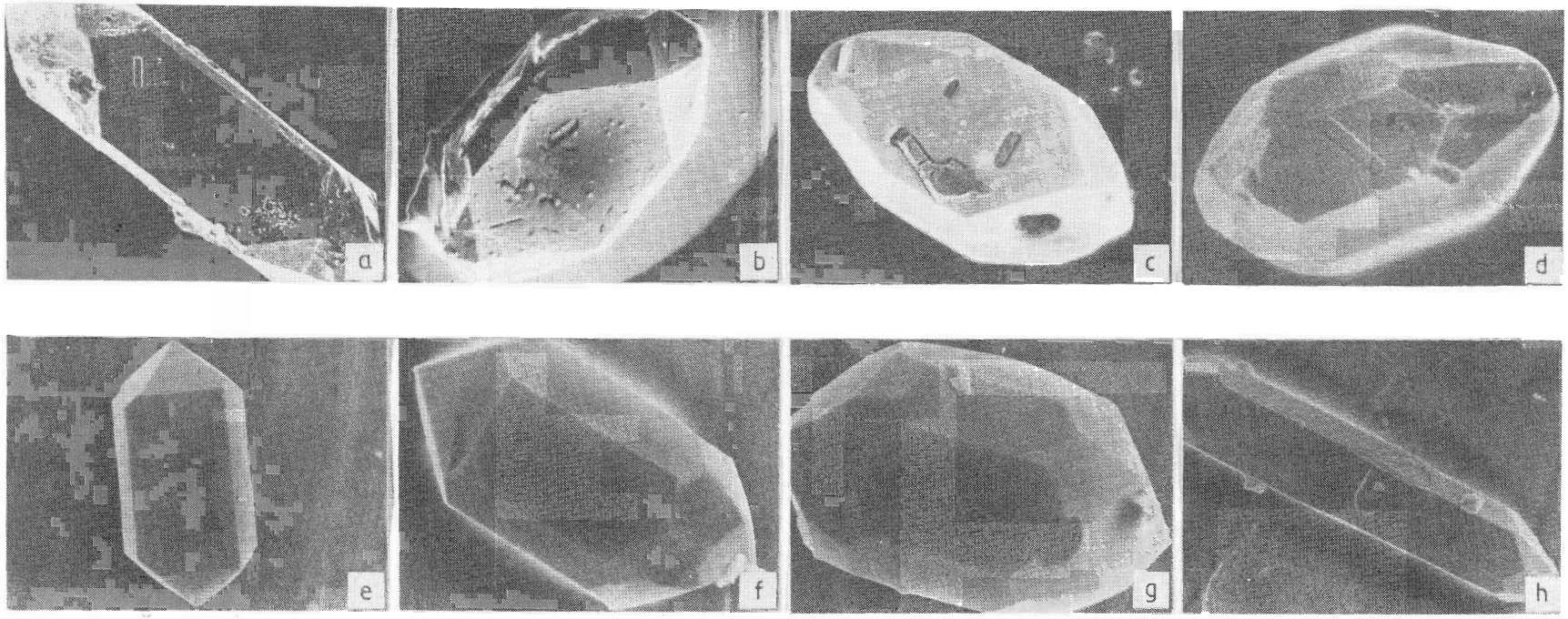
Obr. 11. Frekvenčný diagram zirkónov z hornín HIK podľa indexu I. T. komparovaný s teplotnou škálou podľa Pupina (1976).
Fig. 11. Frequency diagram of zircons from HIK rocks according to I. T. index compared with temperature scale according to Pupin (1976).

mu (obr. 11) vyplýva, že zirkóny kryštalizovali pri teplote 700 - 800°C (najviac akolo 750°C). Podľa umiestnenia morfometrického ťažiska do poľa typu S_{14} by v zmysle klasifikácie Pupina (1980; obr. 9) zodpovedalo oblasti ryolitov vápenato-alkalickej série z orogenických komplexov. Určenie príslušnosti horniny na základe morfometrie zirkónov do typologickej vetvy alebo oblasti na základe klasifikácie Pupina (1980) poskytuje údaje o pôvodnej magme, v ktorej zirkóny kryštalizovali.

Diskusia

Výsledky výskumu zirkónov vcelku potvrdzujú starý predpoklad (Rozložník a Šalát, 1979) o heterogénnom zložení HIK. Ide o komplex skladajúci sa z rôznych následných, vekovo aj pôvodom odlišných intrúzií. Znaky príbuznosti sa prejavili medzi dioritmi a granodioritom a medzi granodioritovým porfýrom a kremeňovo-dioritovým porfýrom.

Spoločným znakom dioritov a granodioritu sú zirkóny, ktoré podľa všetkého kryštalizovali z bázickejšieho a oveľa alkalickejšieho prostredia, ako by sa dalo očakávať podľa zloženia hostiteľskej horniny. Alkalickejší pôvod naznačuje aj chemizmus, najmä však mikrochemizmus týchto hornín. Magma obidvoch skupín hornín, osobitne však magma granodioritu bola výrazne obohatená o kôrové prvky. To by podporovalo zistenia Lexu (1969), Šulgana (1987) a Rajnohu (1987) o dvojfázovej kryštalizácii minerálov granodioritu. Naše výskumy dopĺňajú tieto poznatky o jestvovaní prepojenia kryštalizácie tvorby granodioritu na magmu dioritu. Granodiorit mohol vzniknúť ako diferenciát magmy, z ktorej pochádza aj diorit, avšak neskôr bola jeho magma výraznejšie obohatená o kôrové prvky ako magma dioritu. V takom prípade uzavreniny dioritu v granodiorite mohli byť autolitmi. Ale môže platiť aj iná alternatíva: granodiorit vznikol natavovaním staršieho dioritu magmou kôrového pôvodu. V takom prípade by boli uzavreniny dioritu v granodiorite pravými xenolitmi. Z hľadiska petrológie by bol zaujímavý výskum zirkónov z telies dioritu, pri ktorých sa pripúšťa aj permský vek, lebo vystupujú uprostred hornín permu, napr. v Richnavskej doline, na J od Hodruše-Hámrov.



Obr. 12. Morfologické typy zirkónov zo skúmaných hornín HIK. a - zirkón z granodioritu Kukel, typ S_{22}, zv. 300x, b - zirkón z granodioritu Kukel, typ S_{23}, zv. 300x, c - zirkón z granodioritu Kopanica, typ S_{23}, zv. 600x, d - zirkón z granodioritového porfýru Zlatno z vrtu R-12 (513,5 m), typ S_{12} - S_{13}, zv. 320x, e - zirkón z dioritu Banky, typ P_5, zv. 480x, f - zirkón z dioritu Banky, typ P_4, zv. 720x, g - zirkón z ryolitu žila Klotilda, typ S_{13} - S_{14}, zv. 660x, h - zirkón z ryolitu žila Klotilda, typ S_{17}, zv. 320x.

Fig. 12. Morphologic types of zircons from investigated HIK rocks. a - zircon from the Kukel granodiorite, type S_{22}, magn. x300, b - zircon from the Kukel granodiorite, type S_{23}, magn. x300, c - zircon from the Kopanica granodiorite, type S_{23}, magn. x600, d - zircon from the Zlatno granodiorite porphyry, from R-12 borehole (513.5 m), type S_{12} - S_{13}, magn. x320, e - zircon from the Banky diorite, type P_5, magn. x480, f - zircon from the Banky diorite, type P_4, magn. x720, g - zircon from the Klotilda dike rhyolite, type S_{13} - S_{14}, magn. x660, h - zircon from the Klotilda dike rhyolite, type S_{17}, magn. x320.

Granodioritový porfýr sa povahou svojich zirkónov aj mikrochemizmom od granodioritu odlišuje. Jeho zirkóny podľa všetkého pochádzajú z alkalickokôrovej magmy relatívne bohatej na vodu, a preto je pri nej aj možnosť rudonosnosti.

Kremeňovo-dioritový porfýr podľa charakteru zirkónov vykazuje vcelku obdobné vlastnosti ako granodioritový porfýr. Geologicky je však mladší, viaže sa na odlišné štruktúry, tuhol v plytšej úrovni a nevykazuje kontaktné účinky, a preto ho nemožno spájať so vznikom granodioritového porfýru. Je zaujímavé, že výskum zirkónov nepotvrdzuje petrogenetickú variabilitu, ktorá by sa podľa ich tvaru a zloženia (pravé žily a silly) dala očakávať.

Granitoporfýr - ryolit podľa morfometrie zirkónov v zmysle klasifikácie Pupina (1980) spadá do oblasti ryolitu vápenato-alkalického radu z orogenických komplexov.

Záver

Podľa našich výskumov zameraných na morfometrickú charakteristiku zirkónov sa ukazuje, že HIK je intruzívnym komplexom, v ktorom je rad následných magmatogénne, štruktúrne, hĺbkovo a vekovo odlišných intrúzií. Isté znaky komagmatickosti možno pozorovať medzi dioritom a granodioritom.

Vývoj komplexu by zaiste pomohla lepšie objasniť korelácia členov HIK s povrchovými - vulkanickými formami aj na báze výskumu zirkónov. Naše výskumy v tomto smere pokračujú.

Poďakovanie. Ďakujem prof. Ing. L. Rozložníkovi, DrSc., za cenné rady a pomoc pri príprave tejto štúdie. Za stanovenie mikrochemizmu zirkónov ďakujem pracovníkom laboratória elektrónovej mikroanalýzy Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave.

Literatúra

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tőzsér, J. 1985: Metalogenesis of neovolcanites in Slovakia. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 259.*

Carbonnel, J. P., Deschams, N. & Jaffrezic, H. 1973: Rapports Zr/Hf et Dy/Eu dans les zircons des roches ignées basiques des séries continentales alcalines *Chemical Geology, 12 (Amsterdam), 271 - 279.*

Fusan, O., Biely, A., Ibermajer, J., Plančár, J. & Rozložník, L. 1987: Basement of the Tertiary of the Inne West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 111 - 121.*

Chessex, R. & Delaloye, M. 1965: Données sur les teneurs en hafnium et en yttrium des zircons. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 45, 295 - 315.*

Jakabská, K. & Timčák, G. M. 1987: Príspevok k chemickému zloženiu zirkónov z granitických hornín hodrušského intruzívneho komplexu. *Geol. Práce, Spr., 86, 101 - 110.*

Karolus, K. 1970: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 12, 85 - 136.*

Konečný, V. 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 51, 5 - 39.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E. 1983: Stratigraphy of the Central Slovakia Volcanic Field. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 203.*

Lexa, J. 1969: Stupeň štruktúrnej usporiadanosti plagioklasov štiavnického granitoidu a ich petrologická interpretácia. *Geol. Práce, Spr., 49, 149 - 157.*

Maťo, Ľ. & Krištín, J. 1985: Akcesorický granát v hydrotermálne alternovanom ryolite na ložisku Banská Štiavnica. *In: Akcesorické minerály. GÚDŠ Bratislava, 93 - 99.*

Mihalíková, A. & Konečný, V. 1977: Petrografia a petrológia intruzívneho komplexu kremito-dioritových porfýrov v hodrušsko-štiavnickej oblasti. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 3, GÚDŠ Bratislava, 57 - 87.*

Pupin, J. P. 1976: Signification des caractéres morphologiques du zircon commum des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. *Applications These Doct. Etat. Univ. Nice, 1 - 394.*

Pupin, J. P. 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin - New York), 207 - 220.*

Pupin, J. P., Bonin, B., Teissier, M. & Turco, G. 1978: Rôl de l'eau sur les caractéres morphologiques et la cristallisation des zircons dans les granitoides. *Bull. Soc. Géol.(France), 7, t. XX, 5, 721 - 725.*

Radvanec, M. & Radvancová, D. 1981: Chemizmus biotitov hodrušského granodioritu. *Mineralia slov., 13, 3, 235 - 248.*

Rajnoha, J. 1987: Assoziaziya akcessornikh mineralov nekotorich porodakh godrushko-shtyavnizkogo intrusivnogo kompleksa. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 4, 489 - 506.*

Rozložník, L. 1968: Faut tectonics of the Štiavnica horst. *Geol. Práce, Spr., 43 - 44, 129 - 135.*

Rozložník, L., Jakabská, K. & Timčák, M. G. 1982: Studies of zircons and biotites in Štiavnica granitoids Pt. 1. *In: Symposium on geochemistry of endogeous and exogeneus processes. GÚ SAV, Bratislava, 52 - 95.*

Rozložník, L. & Šalát, J. 1979: Chemizmus hodrušského intruzívneho komplexu z hľadiska metalogenézy. *In: Symposium o petrogenéze a geochémii geologických procesov. Veda, Bratislava, 215 - 222.*

Rozložník, L. & Zábranský, F. 1971: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medi medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. *Mineralia slov., III, 85 - 94.*

Šalát, J. 1954: Petrografia a petrochémia hornín v oblasti Hodruša - Vyhne. Geol. Práce, Soš., 39, 55 - 99.

Šulgan, M. 1987: Biotites of the Hodruša - Štiavnica intrusive complex granediorite and their significance for the evoluation of its ore content. *Geol. Zbor., Geol. carpath., 38, 4, 470 - 487.*

Šulgan, M. 1989: Úvod do štúdia tuhých roztokov K-živcov z granodioritu hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu (HŠIK). Mineralia slov., 21, 77 - 83.

Zircon from the Hodruša intrusive complex (Western Carpathians)

Contribution to the solution of the position of igneous rocks, significant from the metallogenetic viewpoint, was the aim of investigation of some members of the complicated Hodruša intrusive complex. We have attempted to obtain the most comprehensive information about morphological types of zircons, and on the basis of their relation to physical and mechanical properties to contribute to the solution of the genesis of rocks with these zircons. The question is about the area, where a large number of petrographically similar, but chronologically different rocks occur.

Five types of rocks have been collected from the area of the Štiavnica island: diorite, granodiorite, granodiorite porphyry, quartz diorite porphyry and rhyolite. The succes-

sion of the above mentioned rocks corresponds with the succession of their origin, which was defined on the basis of direct geological observations. Separated zircons were analysed quantitatively using microprobe and morphometric investigation. These results were mutually confronted using Pupin ´s method and classification (1976, 1980). Chemical analyses and analyses of trace elements of zircons from host rocks were used for solution of petrological problems, mainly their comagmatic origin.

As a whole, the results of investigation of zircons have confirmed the previous assumption (Rozložník and Šalát, 1979) about heterogenous composition of HIK (the Hodruša intrusive complex). This complex is composed of different subsequent intrusions, which differs both chronologically and by their origin. Consanguinity manifests between diorites and granodiorites and between granodiorite porphyries and quartz diorite porphyries.

Zircons a re a common feature of diorite and granodiorite. By all appearances, they crystallized from more basic and much more alkaline environment as one supposed according to the composition of host rock. Chemical and microchemical composition of these rocks indicate more alkaline origin. Magmas of both groups of rocks, mainly granodiorite magma, were distinctly enriched by sialic elements. The above fact supports the discovery of Lexa (1969), Šulgan (1987) and Rajnoha (1987) about two stages crystallization of granodiorite minerals. These knowledge are supplemented by our discovery of the existence of connection between crystallization of granodiorite and diorite magma. Granodiorite could originate as a magma differentiate, from which diorite originated, but during the further development its magma was more distinctly enriched by sialic elements than diorite magma. In this case enclaves of diorite in granodiorite could be autolithes. It is possible that there exists another alternative: granodiorite originated by melting of older diorites with magma of crustal origin. In this case enclaves of diorite in granodiorite could by genuine xenolithes. From the petrological viewpoint, the investigation of zircons from diorite bodies with probably Permian age could be interesting. They occur in Permian rocks, e. g. in Richnava Valley, south of Hodruša - Hámre.

Granodiorite porphyries are different from granodiorite with the character of their zircons and microchemical composition. Their zircons originate from alkaline-crustal magma, relatively rich in water and that is why it is potentially ore-bearing.

Quartz diorite porphyries have almost the same properties as granodiorite porphyries according to the character of their zircons. However, they are geologically younger, they are bound on different structures, they were solidified in shallover levels and they do not manifest contact effects, and it is not possible to connect them with the origin of granodiorite porphyries. It is interesting that the investigation of zircons has not confirmed petrogenetic variability one would suspect according to their shape and composition (dikes and sills).

Granite porphyries - rhyolites, according to morphometry of zircons in the sense of Pupin´s classification (1980) fall into the area of rhyolites of calcali suite from orogenic complexes.

In the light of our investigations aimed at the morphometric characteristic of zircons there has been shown that HIK is an intrusive complex consisting of subsequent magmatically, structuraly, depthly and chronologically differem intrusions. It was possible to observe certain comagmatic features between diorites and granodiorites.

AKTIVITA SGS

Vzťah výstupu podzemnej vody ku geodynamickým a morfoštruktúrnym javom v oblasti revúckeho zlomového pásma

J. Dzúrik

Vzťah výstupu podzemnej vody ku geodynamickým a morfoštruktúrnym javom sa sledoval v oblasti revúckeho zlomového pásma a súhrn geologických poznatkov doplnili výsledky diaľkového prieskumu Zeme.

Metódy diaľkového prieskumu Zeme uľahčujú štúdium porúch, vhodne dopĺňajú terénne mapovanie a iné terénne práce. Ako väčšina nepriamych prieskumných metód nie je ani geologická interpretácia kozmických, leteckých, radarových snímok vo všetkých prírodných podmienkach rovnako efektívna. Opiera sa najmä o morfologickú analýzu skúmaného územia, ktorého reliéf je pri pozorovaní dobre rozpoznateľný. Východiskovým materiálom na sledovanie vzťahu výstupu podzemnej vody ku geodynamickým a morfoštruktúrnym javom bola časť výskumnej úlohy, ktorej cieľom bolo preveriť metodiku spracovania materiálov diaľkového prieskumu Zeme. V rámci tejto úlohy sa overovala nadväznosť interpretácie kozmických snímok, leteckých snímok a geofyzikálnych meraní. Letecké panchromatické snímky mierky 1:35 000 interpretovali pracovníci Geofyziky Bratislava v spolupráci s katedrou inžinierskej geológie PF UK a výsledkom je mapa morfoštruktúrnych, tektonických a iných geodynamických javov v časti Veľkej Fatry, Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria.

Interpretácia leteckých snímok nepredstavuje konečný pohľad na tektonickú stavbu skúmaného územia a vyžaduje, aby sa posudzovala v širšom kontexte s geologickou stavbou, hydrogeológiu, hydrológiou, resp. s ostatnými odbormi. Výsledkom takejto syntézy by malo byť, do akej miery odráža interpretácia leteckých snímok skutočnú porušenosť v danej oblasti. Preto sa interpretácia snímok doplnila ďalším dokumentačným materiálom, a to výskytom vývierov prameňov v širšej oblasti revúckeho zlomového pásma.

Pri overovaní existencie geodynamických javov sa javí ako perspektívna metóda, ktorá sleduje početnosť výskytov a pozíciu vývierov podzemnej vody voči poruchám na zemskom povrchu, medzi ktorými je priama alebo nepriama súvislosť. Existujú vývery podzemnej vody, pramene a pramenné línie, ktoré môžu indikovať poruchy, pričom nie všetky musí sprevádzať vodná zložka.

V oblasti revúckeho zlomového pásma od Ružomberka po údolie Hrona bolo zdokumentovaných 1705 prameňov obyčajnej vody a 67 prameňov minerálnej vody. Podľa výdatnosti sa rozdeľujú do piatich skupín.

Prvým krokom bolo vyznačiť všetky existujúce pramene podzemnej vody v pozícii k interpretovaným poruchám. V ďalšom sme sa zaoberali, aký vzťah má početnosť výskytov prameňov a ich výdatnosti voči týmto poruchám.

Hodnotením celého územia sme dospeli k týmto záverom:

- Zvýšený výskyt prameňov potvrdzuje geodynamický jav tam, kde ho dokumentovali geologické práce aj letecké snímky.
- Zvýšený výskyt prameňov zvyšuje pravdepodobnosť geodynamického javu, ktorý sa zistil pri interpretácii leteckých snímok.

Zvýšený výskyt prameňov indikuje možnosť výskytu geodynamického javu tam, kde sa nezistil nijakou metódou.

Ak v blízkosti geologického javu nie je nijaký výskyt prameňov, treba jeho existenciu zisťovať ďalšími metódami.

Z celkového pohľadu je v oblasti kryštalinika južných svahov Nízkych Tatier a Veľkej Fatry väčší výskyt prameňov ako v mezozoiku. Pramene sú rovnomernejšie rozmiestnené na celej ploche kryštalinika, čo je predurčené rozpukanosťou celého masívu. Len malá časť prameňov sa sústreďuje okolo zlomových línií. Väčšiu závislosť vývierov od tektonických línií možno sledovať v mezozoiku, kde je v tektonicky predisponovanej oblasti hustota vývierov nepomerne vyššia ako v jej okolí.

V prípade ďalšieho štúdia tejto problematiky treba vykonať separáciu prameňov podľa genetického typu, vyčleniť pramene s hlbokým a plytkým obehom v závislosti od teploty podzemnej vody. Treba sa podrobnejšie zaoberať výskytom prameňov osobitne v kryštaliniku a osobitne v mezozoiku.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 427 - 432

Štúdium sorpcie niektorých kovov na vybraných druhoch zeolitov

EVA CHMIELEWSKÁ-HORVÁTHOVÁ[1] a JURAJ LESNÝ[2]

[1]Comco Martech CSFR, spol. s r. o., Bratislava

[2]Katedra chémie a technológie životného prostredia Slovenskej technickej univerzity, Bratislava

(Doručené 29. 5. 1992, revidovaná verzia doručená 12. 8. 1992)

Investigations of sorption of some metals on selected zeolite species

The paper describes removal of biotoxic cations Cs and Ba on natural zeolites (clinoptilolite and mordenite). General characteristics of ion exchange is given in model systems (water solution of NH_4^+, Pb^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+} ions/zeolite) and some kinetic and thermodynamic parameters of the investigated system are expressed. The influence of some factors, as pH and interfering ions onto the sorption capacity of investigated tuffs have been investigated. Some correlations related with the theory of dynamic adsorption have been investigated and the adsorption isotherms established.

Úvod

Zeolity sa vo svete považujú za materiály so širokou použiteľnosťou v rozličných oblastiach vedy a techniky.

Špecifická kryštalická štruktúra zeolitov súčasne evokovala značný záujem vedeckej verejnosti o vývoj nových, najmä analytických inštrumentálnych metód. Ich problematika je predmetom okolo 2000 prác ročne a v rovnakom období tematikou 3 až 4 odborných konferencií (Dyer, 1988).

Je známe, že priemyselne využiteľné druhy prírodného zeolitu, ako je klinoptilolit, mordenit a erionit, prejavujú vysokú selektivitu k veľkým slabohydrátovaným iónom (Cs, Rb, Pb, Ba) a vyššiu rezistenciu voči ionizujúcemu žiareniu ako ich syntetické ekvivalenty (Čeliščev et al., 1988). Preto sa v súčasnom období v krajinách s bohatými náleziskami tejto nerudnej suroviny a s rozvinutou jadrovou energetikou aplikujú hlavne na dekontamináciu odpadovej vody chladiacich bazénov alebo špeciálnych prácovní jadrových elektrární.

Krátkodobý odpad, ktorý pochádza prevažne z ionexových čistiacich filtrov (tvoria ho z 95 % rádionuklidy s polčasom rozpadu do 30 rokov), sa mieša s betónom, špeciálnym ílom, resp. s asfaltom a ukladá do betónových barelov a olovených nádob.

Technologické postupy na likvidáciu a deponovanie tohto odpadu sa dnes intenzívne študujú a zdokonaľujú.

Odstraňovaniu biotoxických rádionuklidov s polčasom rozpadu do 30 rokov (^{137} Cs, ^{133} Ba) je venovaná aj táto práca. Rieši zachytávanie významných kontaminantov odpadovej vody jadrových elektrární (JE) na tuzemskom prírodnom klinoptilolite a mordenite.

Materiál a použité analytické metódy

Minerálno-chemické zloženie prírodného zeolitu klinoptilolitového (Nižný Hrabovec) a mordenitového (Bartošova Lehôtka - Jastrabá) typu použitých v práci uvádzajú Horváthová (1988) a Horváthová a Lesný (1990).

Zeolit sa pred laboratórnymi skúškami preosial na dve zrnitostné frakcie cez sitá s veľkosťou ôk 0,1 - 0,7 mm a 0,25 - 0,315 mm.

Koncentrácia cézia a bária vo vzorkách sa stanovovala pomocou rádioindikácie nuklidmi ^{137}Cs a ^{133}Ba na spektrometrickej súprave s jednokanálovým analyzátorom na meranie γ - aktivity fy TESLA typ NZG 601 v spojení so studnicovým γ - scintilačným detektorom Na I (Tl). Maximálny objem premeriavanej vzorky, ktorý sa počas analýz ukladal do oloveného krytu hrúbky 8 cm, bol 5 ml.

Ostatné komponenty (NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+) sa stanovovali podľa jednotných metód chemickej analýzy vody (Horáková et al., 1981) a Cu, Zn, Hg a Pb na plameňovom atómovom absorpčnom spektrofotometri Perkin - Elmer 403 (USA).

Dynamická a statická rovnovážna adsorpcia skúmaných kovov na zeolitoch sa v modelových roztokoch (simulovanej odpadovej vode JE) sledovala na laboratórnych zariadeniach a aparatúre vyrobenej

TAB. 1

Kinetické charakteristiky procesu výmeny iónov systémov klinoptilolit, mordenit - 0,001 M vodné roztoky NH_4^+, Pb^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+} - iónov
Kinetic characteristics of the ion exchange process in system made by clinoptilolite and mordenite with 0.001 M aqueous solutions of NH_4^+, Pb^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+} ions

Iónovýmenný systém	Východisková koncentrácia kovu v roztoku	Oblasť vonkajšej difúzie				Oblasť vnútornej difúzie	
		Úroveň výmeny vonkajšou difúziou %	$\frac{da}{dt}$ $\frac{mmol.g^{-1}}{s}$	K $\frac{a_{rov}}{c_{rov}}$	$k_1\ s^{-1}$	D $\frac{cm^2}{s}$	$k_2\ s^{-1}$
Klinoptilolit/NH_4^+	0,001 M	61,70	$5,50.10^{-5}$	413,60	$2,39.10^{-4}$	$2,21.10^{-7}$	$1,07.10^{-3}$
Mordenit/NH_4^+	0,001 M	50,00	$4,40.10^{-5}$	321,30	$2,18.10^{-4}$	$1,14.10^{-7}$	$7,05.10^{-4}$
K/Cu^{2+}	0,001 M	60,40	$2,70.10^{-5}$	68,50	$5,00.10^{-4}$	$1,93.10^{-7}$	$9,39.10^{-4}$
M/Cu^{2+}	0,001 M	55,50	$2,20.10^{-5}$	52,30	$4,90.10^{-4}$	$1,52.10^{-7}$	$9,30.10^{-4}$
K/Zn^{2+}	0,001 M	50,00	$1,40.10^{-5}$	46,30	$4,30.10^{-4}$	$9,70.10^{-8}$	$4,70.10^{-4}$
M/Zn^{2+}	0,001 M	55,00	$1,20.10^{-5}$	33,90	$5,00.10^{-4}$	$8,70.10^{-8}$	$5,30.10^{-4}$
K/Pb^{2+}	0,001 M	60,00	$6,30.10^{-5}$	793,20	$1,56.10^{-4}$	$2,40.10^{-7}$	$1,16.10^{-3}$
M/Pb^{2+}	0,001 M	48,20	$3,00.10^{-5}$	109,40	$3,39.10^{-4}$	$8,90.10^{-8}$	$5,48.10^{-4}$

TAB. 2

Termodynamické veličiny iónovej výmeny systému prírodný klinoptilolit - 0,001 M vodný roztok NH_4Cl
Thermodynamic values on ion exchange in the system of clinoptilolite with NH_4Cl - 0.001 M aqueous solution

T/°C	1/T/K^{-1}	k_2/s^{-1}	Ka	ΔG_{ads}/kJ. $.mol^{-1}$	ΔS_{ads}/kJ. $.mol^{-1}.K^{-1}$
7	$3,50.10^{-3}$	$0,90.10^{-5}$	63,90	-9,67	-0,07
20	$3,40.10^{-3}$	$1,21.10^{-5}$	150,00	-12,19	-0,06
45	$3,10.10^{-3}$	$1,36.10^{-5}$	284,60	-14,93	-0,04
75	$2,80.10^{-3}$	$2,90.10^{-5}$	1150,00	-20,37	-0,02

TAB. 3

Závislosť log K_T/r (Å) v korelácii so selektivitným radom
Relation between log K_T/r (Å) in correlation with the selectivity series

Nameraný selektivitný rad		Rozmer hydratovaného iónu (Å) podľa Jennyho[8]		log K_a	
Klinoptilolit	Mordenit			Klinoptilolit	Mordenit
Ba	Pb	Pb	4,01	1,37	1,20
Pb	Cs	Cs	5,05	1,42	1,36
Cs, Cu	K, Ba	K	5,30	1,90	1,87
Cd	Na, Cd	Na	7,90	2,14	2,05
Co, K	Cu	Ba	8,80	1,72	1,13
Mg, Ni, Na	Ni, Mg	Ca	9,60	1,47	1,46
Hg, Ca	Co, Ca, Hg	Mg	10,80	2,14	1,82

TAB. 4

Počet TEP dvoch experimentálnych adsorbérov sorpcie Ba^{2+} a Cs^+
TEP number of two experimental adsorbers for Ba^{2+} and Cs^+ sorption

Mordenit	Vodný roztok Ba^{2+} -iónov	Vodný roztok Cs^+ -iónov
Prírodný	-	15
Ca^{2+} - modifikácia	2	4
Na^+ - modifikácia	8	11
NH_4^+ - modifikácia	3	28

Na základe tejto analýzy sa počet TEP adsorbérov zvyšuje s výnimkou niektorých anomálií (Ba^{2+} - ióny) - s chemickou modifikáciou zeolitu do jeho monoformy, čo sa v grafickom vyjadrení prejavuje symetrizovaním prienikových kriviek a súčasne linearizáciou gaussovsko-logaritmického zobrazenia.

vo vývojových dielňach pracoviska (Čeryová, 1990; Belanová, 1990).

Kinetická a termodynamická charakteristika iónovej výmeny v systémoch prírodný klinoptilolit (mordenit) - vodný roztok

Tak ako v iných mikropórovitých materiáloch aj v zeolitoch prebieha iónovýmenná adsorpcia medzi zložkami vodnej a tuhej fázy podľa dvoch mechanizmov - povrchovodifúzneho a vnútrodifúzneho.

Predpokladá sa, že pred dosiahnutím kvázistacionárneho stavu majú iónovýmenné deje v zeolitoch charakter povrchovej difúzie, takže rýchlostnú konštantu k_1 možno vypočítať podľa rovnice

$$k_1\ (s^{-1}) = \frac{\frac{da}{dt}}{c \cdot K},$$

$\frac{da}{dt}$ - rýchlosť pohlcovania iónov sorbentom v priebehu statickej adsorpcie v ($mmol.g^{-1} . s^{-1}$),
c - rovnovážna koncentrácia iónov v roztoku v ($mg.l^{-1}$),
K - rovnovážna konštanta.

Po stupni povrchového nasýtenia hmoty difúzia iónov prechádza na vnútornú, pričom významné parametre tohto deja - difúzny koeficient D a rýchlostná konštanta k_2 - sa určujú nasledujúco:

$$\frac{a}{a_{max}} = \frac{6}{r}\sqrt{\frac{D \cdot t}{\pi}}$$

$$D\left(\frac{cm^2}{s}\right) = \frac{\pi . r^2}{36} \cdot \tan^2 \alpha$$

$$k_2\,(s^{-1}) = \frac{\pi^2 \cdot D}{r^2}$$

r - priemer zŕn v cm,
t - čas v min.

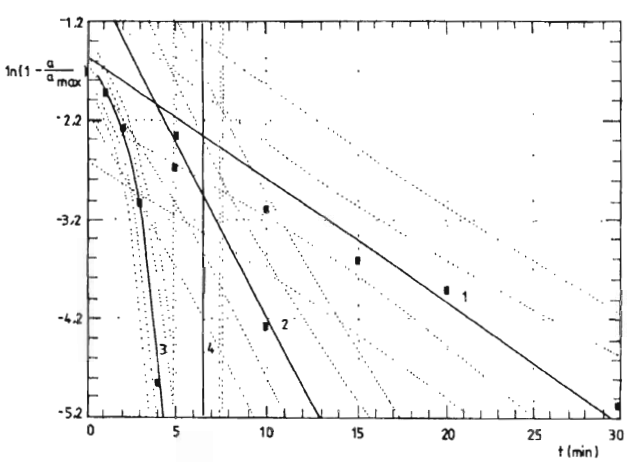
Získané kinetické veličiny (tab. 1) pre zvolené iónovýmenné systémy charakterizujú proces výmennej adsorpcie na zeolite prevažne povrchovodifúznym mechanizmom. Zobrazením $\ln (1 - a / a_{max})$ vo funkcii času sa pre sorpciu Cs a Ba v zeolitoch určil poriadok reakcie. Lineárne závislosti na obr. 1 ju kvalifikujú ako reakciu 1. poriadku.

Aké hodnoty entalpie ΔH_{ads}, štandardnej Gibbsovej energie ΔG_{ads} a entropie ΔS_{ads} nadobúda sledovaná termodynamická sústava po dosiahnutí rovnováhy (T, V - konšt.), uvádza tab. 2 a obr. 2.

Pri výpočte pre silne zriedené roztoky (0,001 M NH_4Cl) sa rozdiel medzi hodnotou aktivity a koncentrácie iónov zanedbal, takže rovnovážna konštanta K zodpovedala termodynamickej rovnovážnej konštante K_a:

$$\frac{d \ln K_a}{d T} = \frac{\Delta H_{ads}}{R \cdot T^2}$$

Exotermický adsorpčný proces v zeolite nie je na základe nízkych termodynamických veličín typická chemosorpčná reakcia. Proces má prevažne fyzikálny charakter, signifikantnú úlohu má elektrostatická interakcia (Čeliščev et al., 1988).



Obr. 1. Grafické vyjadrenie poriadku reakcií iónovej výmeny systémov. 1 - prírodný mordenit/vodný roztok $CsNO_3$, 2 - prírodný klinoptilolit/vodný roztok $CsNO_3$, 3 - prírodný mordenit/vodný roztok $BaCl_2.2H_2O$, 4 - prírodný klinoptilolit/vodný roztok $BaCl_2.2H_2O$.

Fig. 1. Graphic presentation of the reaction scheme of ion exchange in systems. 1 - natural mordenite/water solution of $CsNO_3$, 2 - natural clinoptilolite/water solution of $CsNO_3$, 3 - natural mordenite/water solution of $BaCl_2.2H_2O$, 4 - natural clinoptilolite/water solution of $BaCl_2.2H_2O$

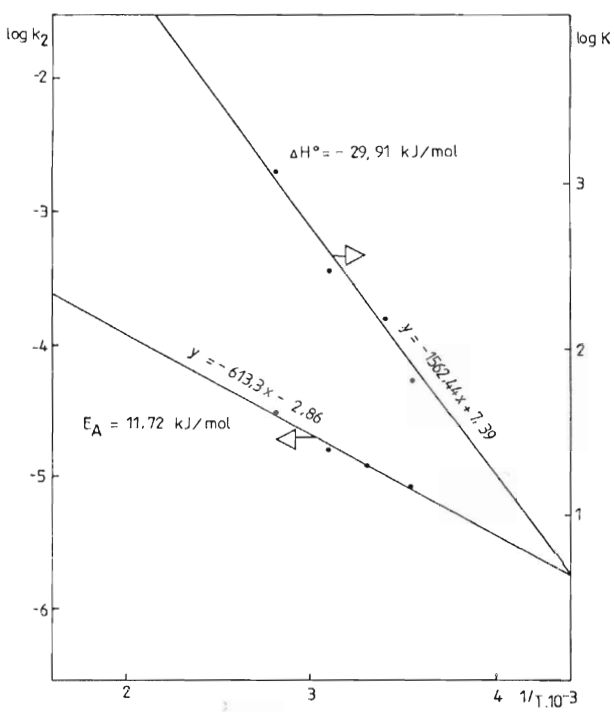
Adsorpcia cézia a bária v zeolitovom tufe

Vytvorený selektivitný rad katiónov v monoiónických NH_4^+-formách zeolitov, v ktorom Cs a Ba zaujímajú čelné pozície, temer korešponduje s priamoúmernou závislosťou log K_a-iónový polomer kovu (Horváthová a Lesný, 1990; tab. 3). Uvedené parametre zjavne korelujú pri skupine iónov

Pb > Cs > K > Na a Ba > Ca, Mg (Ba, Ca > Mg).

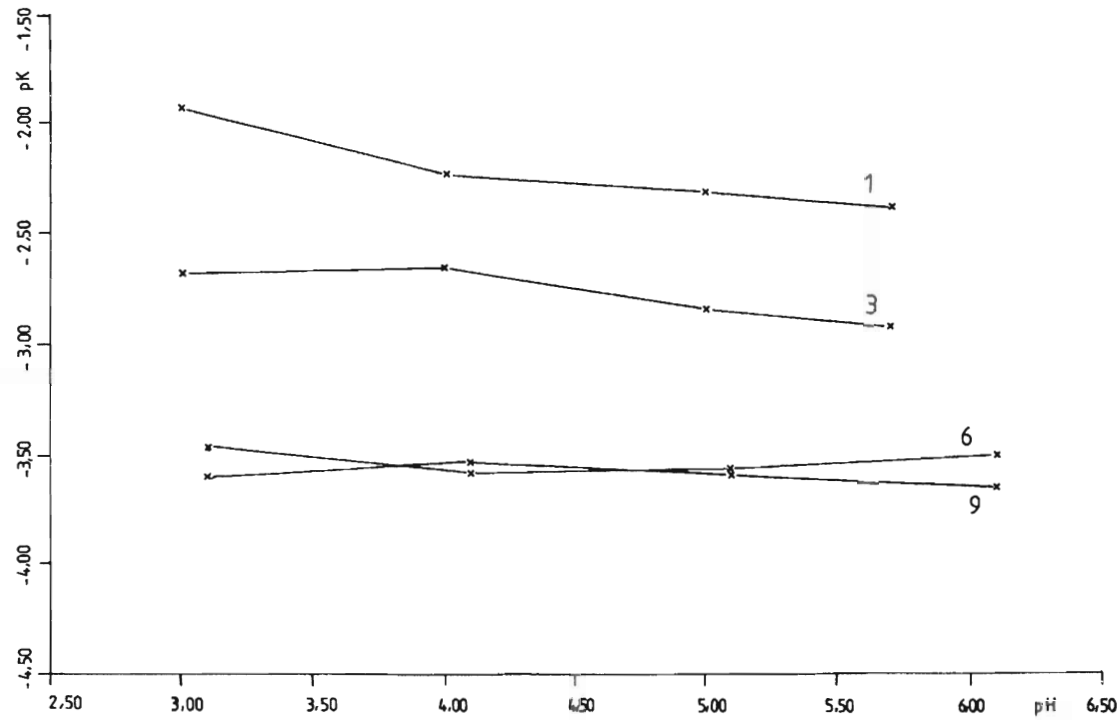
Podľa uvedeného poradia iónov (tab. 3) možno predpokladať, že prítomnosť Ca, Mg, Na, K, príp. ich zmesí v rozhodujúcej miere neovplyvňujú adsorpčnú mohutnosť tufu k Cs a Ba.

Vplyv konkrétnych iónov v rámci modelovej sústavy vodný roztok $CsNO_3$ ($BaCl_2$. 2 H_2O) - 10- až 100-násobný prebytok interferujúceho iónu sme experimentálne overili. Zistilo sa, že obidva druhy zeolitu prejavujú vysokú selektivitu k iónom Cs, ktorá je za prítomnosti 10- až 100-násobného prebytku Na, Mg-iónov pri klinoptilolite nepatrne vyššia ako pri mordenite, ale za prítomnosti K-iónov prioritná pri mordenite. Mordenit sa na rozdiel od klinoptilolitu



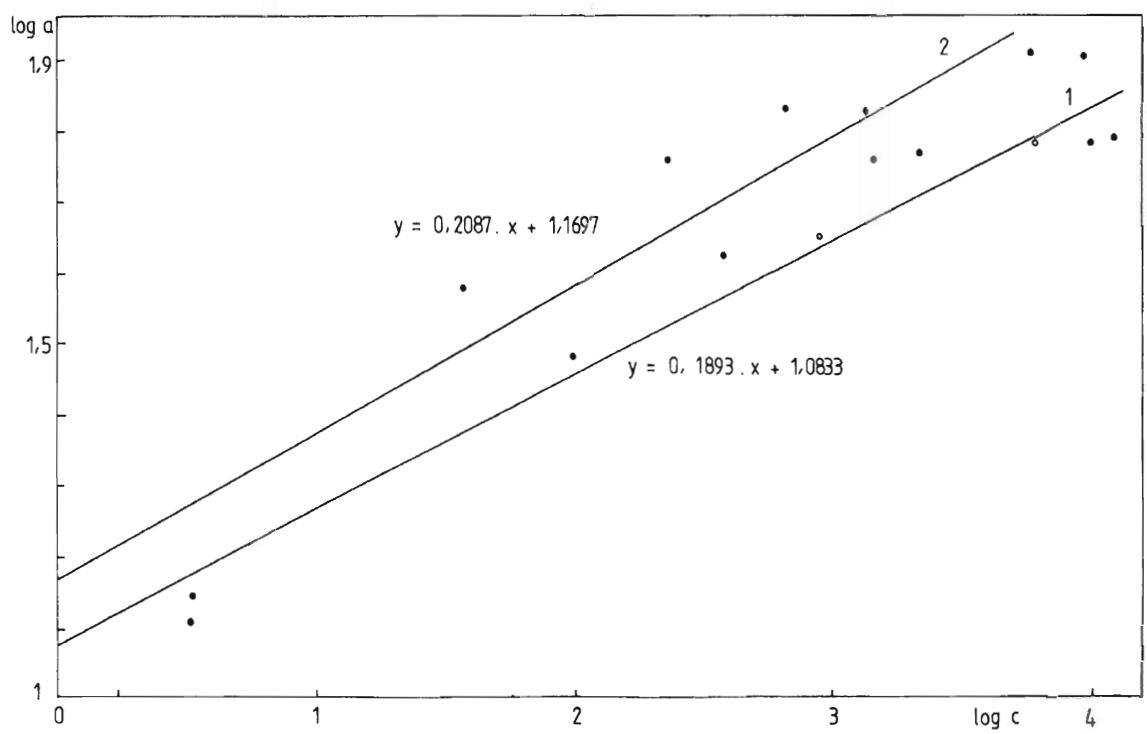
Obr. 2. Logaritmická závislosť rýchlostnej a rovnovážnej konštanty od teploty v systéme prírodný klinoptilolit/vodný roztok NH_4Cl.

Fig. 2. Logarithmic relation between the rate and equilibrium constants depending on temperature in the system of natural clinoptilolite/water solution of NH_4Cl.



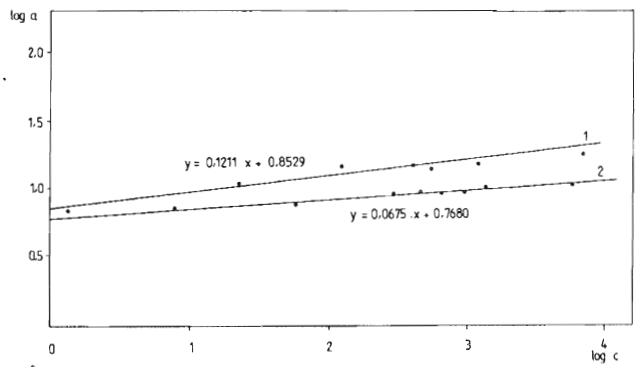
Obr. 3. Vplyv pH na adsorpčnú kapacitu tufu. 1 - prírodný mordenit/1 mmol $BaCl_2.2H_2O$, 3 - prírodný klinoptilolit/ 1 mmol $BaCl_2.2H_2O$, 6 - prírodný klinoptilolit/ 1 mmol $CsNO_3$, 9 - prírodný mordenit/ 1 mmol $CsNO_3$.

Fig. 3. Influence of pH onto the adsorption capacity of tuff. 1 - natural mordenite/ 1 mmol $BaCl_2.2H_2O$, 3 - natural clinoptilolite/ 1 mmol $BaCl_2.2H_2O$, 6 - natural clinoptilolite/ 1 mmol $CsNO_3$, 9 - natural mordenite/ 1 mmol $CsNO_3$.



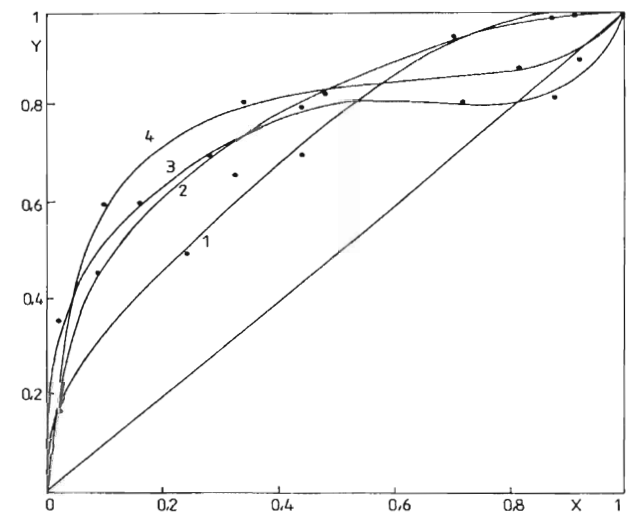
Obr. 4. Linearizácia Freundlichových izoteriem systémov. 1 - prírodný mordenit/vodný roztok $CsNO_3$, 2 - prírodný klinoptilolit/vodný roztok $CsNO_3$.

Fig. 4. Linearization of Freundlich's isotherm of systems. 1 - natural mordenite/water solution of $CsNO_3$, 2 - natural clinoptilolite/water solution of $CsNO_3$.



Obr. 5. Linearizácia Freundlichových izoteriem systémov. 1 - prírodný klinoptilolit/vodný roztok $BaCl_2.2H_2O$, 2 - prírodný mordenit/vodný roztok $BaCl_2.2H_2O$.

Fig. 5. Linearization of Freundlich's isotherm of systems. 1 - natural clinoptilolite/water solution of $BaCl_2.2H_2O$, 2 - natural mordenite/water solution of $BaCl_2.2H_2O$.



Obr. 6. Bezrozmerový tvar izoteriem iónovej výmeny systémov. 1 - prírodný mordenit/vodný roztok $CsNO_3$, 2 - prírodný kliptilolit/vodný roztok $CsNO_3$, 3 - prírodný klinoptilolit/vodný roztok $BaCl_2.2H_2O$, 4 - prírodný mordenit/vodný roztok $BaCl_2.2H_2O$.

Fig. 6. Dimension less shape of ion exchange isotherms in the systems. 1 - natural mordenite/water solution of $CsNO_3$, 2 - natural clinoptilolite/water solution of $CsNO_3$, 3 - natural clinoptilolite/water solution of $BaCl_2.2H_2O$, 4 - natural mordenite/water solution of $BaCl_2.2H_2O$.

k dvojmocným iónom Ba^{2+} neprejavil ako selektívny, čo pravdepodobne súvisí s dvoma rozdielnymi druhmi vnútroštruktúrnych dutín [2].

Ióny Ba na základe sitového efektu tohto zeolitu obsadzujú zrejme len veľké dutiny mordenickej štruktúry. Ich schopnosť migrovať na postranné kanáliky veľkých dutín je obmedzená.

Z kinetických závislostí adsorpcie Ba a Cs v zeolite vyplýva, že prítomnosť objemovo väčších štruktúrnych dutín mordenitu súčasne vedie k rýchlejšiemu dosiahnutiu rovnováhy.

Rovnovážne plató sa pri týchto závislostiach v systéme mordenit - roztok Ba^{2+}-iónov vytvorilo už po 5 min., ale v systéme s klinoptilolitom až po 8 hod. Počas adsorpcie Cs v zeolite nedochádzalo k diferencovaným kinetickým priebehom.

Obr. 3 ilustruje vplyv pH na adsorpčnú kapacitu tufu. Ako vidieť, s výnimkou systému klinoptilolit/vodný roztok Cs^+-iónov je adsorpčná kapacita zeolitu najvyššia pri najvyššej možnej hodnote pH, pri ktorej ešte nenastáva nežiaduca hydrolýza vzorky.

Pravdepodobne to súvisí s konkurenčným obsadením aktívnych centier zeolitu (v prevažnej miere mordenitu) hydroxóniovými iónmi.

Proces sorpcie Cs^+ - a Ba^{2+} -iónov na zeolitoch sa matematicky najpresnejšie definoval Freundlichovým typom adsorpčnej izotermy (Belánová, 1990; Čeryová, 1990).

Linearizované tvary týchto izoteriem sú graficky vyjadrené na obr. 4 a 5. Stanovením empirických konštánt (K, n) funkcií a = f (c) sa pre systém zeolit/vodný roztok $CsNO_3$ získali exponenciálne rovnice

$$a = 14{,}78 \cdot c^{1/4{,}79} \quad (K)$$
$$a = 12{,}11 \cdot c^{1/5{,}28} \quad (M)$$

a pre systém zeolit/vodný roztok $BaCl_2 . 2H_2O$

$$a = 7{,}12 \cdot c^{1/8{,}25} \quad (K)$$
$$a = 5{,}86 \cdot c^{1/14{,}83} \quad (M)$$

Bezrozmerový tvar adsorpčných izoteriem charakterizuje východiskový materiál na rozdiel od chemicky upraveného (modifikovaného do NH_4^+ - formy) ako selektívny pre ióny Cs^+ v celom koncentračnom rozsahu, a to výraznejšie pri klinoptilolite ako mordenite. Tá istá tendencia len pre užší rozsah koncentrácie sa prejavuje aj pri iónoch Ba^{2+} (obr. 6).

Podľa Glueckaufovej metódy (Ponec et al., 1968; Toth et al., 1979; teória HETP) sa pre dva experimentálne adsorbéry (mordenitové stĺpce) vyrátal počet teoretických rovnovážnych poschodí (TRP):

$$N = \frac{V^+ \cdot V_R}{(V_R - V^+)^2}$$

V_R - objem roztoku spracovaný adsorbérom do 50%-ného prieniku adsorbátu,

V^+ - objem roztoku spracovaný adsorbérom do 15,87 %-ného prieniku adsorbátu.

Výsledky sú v tab. 4.

Záver

Proces adsorpcie vybraných kovov v zeolitoch sa v práci charakterizoval z kinetického a termodynamického pohľadu. Osobitná časť sa venovala Ba a Cs, analyzovaným pomocou rádioindikátorov ^{133}Ba a ^{137}Cs jednoduchou, takmer dokonale selektívnou metódou detekcie.

Získané poznatky základného výskumu o špecifických prírodných adsorbentoch môžu perspektívne poskytnúť významné informácie pre technologické procesy delenia uvedených rádioizotopov.

Zoznam použitých symbolov a skratiek: a - adsorpčná kapacita ($mg.g^{-1}$; $mmol.g^{-1}$); a max - maximálna adsorpčná kapacita ($mg.g^{-1}$; $mmol.g^{-1}$); c - rovnovážna koncentrácia iónov v roztoku ($mg.l^{-1}$); HETP - Height Equivalent to the Teoretical Plate (teória dynamickej adsorpcie); JE - jadrové elektrárne, K - klinoptilolit; M - mordenit; TRP - teoretické rovnovážne poschodie (teória dynamickej adsorpcie); X - hmotnostný zlomok sledovanej zložky v roztoku (stupeň koncentrácie); Y - hmotnostný zlomok sledovanej zložky v zeolite (stupeň nasýtenia).

Literatúra

Belanová, A. 1990: Štúdium sorpcie cézia na vybraných zeolitoch. [Diplomová práca.] *Manuskript - CHTFSVŠT Bratislava.*

Dyer, A. 1988: An introduction to zeolite molecular sieves. *J. Wiley & Sons, London.*

Čeliščev, N. F., Volodin, V. F. & Krjukov, V. L. 1988: Ionoobmennye svojstva prírod. vysokokremn. ceolitov. *Nauka - Moskva.*

Čeryová, I. 1990: Štúdium sorpcie bária na vybraných zeolitoch. [Diplomová práca.] *Manuskript - CHTFSVŠT Bratislava.*

Horváthová, E. 1989: Separácia toxických kovov z vôd metódou iónovej výmeny na klinoptilolite. *Chem. Prům., 38/63, 7, 351 - 357.*

Horváthová, E. & Lesný, J. 1990: Výskum vlastností prírodného mordenitu pre úpravu resp. dočišťovanie vôd iónovou výmenou, možnosti využitia dolomitov v nár. hospodárstve a perspektívy nerud. surovín. *Seminár Fórum pre nerudy, Turčianske Teplice, 9. - 11. 10. 1990, 43 - 48.*

Horáková, M. et al. 1981: Metody chem. analýzy vod. *SNTL - Praha.*

Ponec, V., Knor, Z. & Černý, S. 1968: Adsorpce na tuhých látkach. *SNTL Praha.*

Štamberg, J. & Rádl, V. 1962: Ionexy. *SNTL - Praha.*

Tóth, B., Pátzay, G. & Zöld, E. 1979: Isledovanije jon. obmena cezia s prímeneniem mordenito-riolitových tufov I, II. *Manuskript - Katedra chim. Technol. Budapest. Techničeskogo Univerziteta, H -1521 Budapest.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 433 - 440

Mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu v mierke 1:50 000 a ich využitie pri výbere lokalít skládok odpadu

MIROSLAV HRAŠNA[1], MÁRIA KOVÁČIKOVÁ[2] a IVAN VOJTAŠKO[3]

[1]Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[3]GEOS, a.. s., Bratislava, Podunajská 25, 825 64 Bratislava

(Doručené 14. 8. 1992)

Waste disposal suitability maps of Slovak territory at 1:50 000 scale and their use in waste dispesal siting

Main principles of suitability maps compilation and their functionality and meaning for the decision making process in the selection of localities for waste disposal are described. The relevant factors of landscape influencing the waste disposal in territory are classified (Tab. 1) as well as the degrees of threatening (pollution risk potential) of grounwaters in the base of waste disposal sites (Tab. 2). Finally recomendations for the final selection of optimum localities are given.

Úvod

Slovenský geologický úrad (SGÚ) vydal s platnosťou od 1. 5. 1992 Smernicu na zostavovanie máp vhodnosti územia pre skládky odpadov v mierke 1:50 000. Smernica zaväzuje všetkých zostavovateľov máp v rámci republikového programu financovaného Slovenským geologickým úradom a Slovenskou komisiou pre životné prostredie dodržiavať spoločnú metodiku prác, zhodný obsah a formu mapových podkladov. Mapy sa budú zostavovať v súboroch podľa okresov v dvoch etapách (júl 1992 - február 1993, marec 1993 - október 1993) a postupne pokryjú celé územie Slovenska. Súbežne s tým sa budú do nových záznamových listov (SGÚ, 1992) registrovať skládky odpadu. Cieľom mapovania je čo najskôr poskytnúť orgánom územnej správy, ostatným záujmovým inštitúciám, ako aj oprávneným právnickým a fyzickým osobám systematickú kartografickú informáciu o území okresov, ktorá má umožniť jej používateľom základnú priestorovú orientáciu pri výbere lokalít vhodných na výstavbu riadených skládok tuhého domového a jemu podobného odpadu, ktorý sa v zmysle pripravovaného nariadenia vlády SR zaraďuje do I. až III. triedy vylúhovateľnosti.

Funkcia a základné princípy zostavovania máp

Mapa vhodnosti územia na skládky odpadu je zjednodušeným modelom existujúceho priestorového usporiadania vybraných zložiek a prvkov prírodného prostredia, ktorá na rozdiel od bežného postupu výberu vhodných lokalít ad hoc poskytuje používateľovi úplný priestorový obraz o skúmanom území. Jej pozorné štúdium prakticky vylučuje možnosť prehliadnuť existujúce cieľové potenciály územia, a naopak umožňuje apriórne vylúčiť zjavne nevhodné, resp. konfliktné oblasti, a tak pomáha šetriť čas a finančné prostriedky spojené s nesprávne orientovaným prieskumom.

Funkčnosť takýchto špeciálnych (tematických) máp súvisí najmä s výberom, kategorizáciou a spôsobom interpretácie vybratých faktorov a kritérií, ale zanedbateľnou nie je ani účinnosť transferu graficky vyjadrených informácií, t.j. "vypovedacia sila" máp.

Smernica obsahuje tímovo koncipovanú klasifikáciu vybraných faktorov prostredia (tab. 1) vypracovanú na základe doterajších skúseností so zostavovaním máp tohto druhu. Výber zložiek a prvkov krajinného prostredia, od ktorých závisí situovanie skládok odpadu v území z hľadiska praktickej realizácie úlohy ovplyvňujú tieto dôležité aspekty: dostupnosť,

TAB. 1

Klasifikácia faktorov situovania skládok odpadu v krajinnom prostredí
Classification of factors for waste disposal siting in landscape

Druh		Kategória	
		Vylučujúce	Limitujúce
Legislatívne stanovené	vodohospodársky chránené územia	- zdroje minerálnych a termálnych vôd a ich ochranné pásma I. a II. stupňa - zdroje povrchových a podzemných pitných vôd a ich pásma hygienickej ochrany I. a II. stupňa - zátopové územie vodárenských nádrží vo výstavbe	- ochranné pásma minerálnych a termálnych vôd dočasné a III. stupňa - pásma hygienickej ochrany III. stupňa zdrojov povrchových a podzemných vôd - povodie vodárenského toku - chránená vodohospodárska oblasť - chránené územia so zásobami podzemnej vody
	chránené územia prírody	- národný park - štátna prírodná rezervácia - chránené náleziskо - chránený prírodný výtvor a pamiatka - chránený park a záhrada - chránená študijná plocha	- ochranné pásmo národného parku - chránená krajinná oblasť - ochranné pásmo chránenej krajinnej oblasti - ochranné pásmo chráneného náleziska
	chránené lesy	- lesy osobitného určenia - lesy ochranné	
	chránené ložiskové územia	- dobývací priestor výhradného povrchového ložiska - chránené ložiskové územie výhradného povrchového ložiska	- dobývací priestor výhradného hlbinného ložiska - chránené ložiskové územie výhradného hlbinného ložiska - prieskumné územie výhradného ložiska
Ostatné	ohrozenie podzemnej vody	- vysoké a veľmi vysoké	- stredné
	geodynamické javy	- územie s prejavmi poddolovania na povrchu	- územia s výskytom svahových deformácií* - územia postihnuté výmoľovou eróziou*
	hydrogeologické javy	- zamokrené územia - inundačné územia	- územia s významnými zásobami podzemnej vody
	ložiská nerastných surovín		- povrchové ložiská nevyhradených nerastov v ťažbe

*v odôvodnených prípadoch možno zaradiť medzi vylučujúce faktory

presnosť, hodnovernosť, rovnocennosť a plošný rozsah (doloženosť) dosiahnuteľných informácií. Podobne ako pri väčšine máp, ktoré doteraz geológovia na hodnotenie územia zostavili, sa výber rozšíril aj na "negeologické" zložky prostredia, a to najmä pre neúplnosť, resp. absenciu databáz o týchto charakteristikách územia u potenciálnych používateľov máp. Tieto okolnosti nútia geológov získavať a hodnotiť informácie zo vzdialenejších vedných odborov, aj keď sa ich úloha zvyčajne zužuje iba na výber a účelovú klasifikáciu faktorov podľa legislatívnych, t.j. apriórne vymedzených kritérií. Na druhej strane prax ukazuje, že práve geológovia môžu mať pri výbere, syntetizácii a sprostredkúvaní relevantných informácií o krajinnom prostredí integrujúcu úlohu. Oprávnenosť takého tvrdenia a prípadnú potrebu zmien, úprav a korekcií pri úlohách tohto typu môže ukázať len široká používateľská prax a spoluúčasť odborníkov z iných vedných odborov, najmä z odboru environmentalistiky.

Pri výbere, ako aj pri kategorizácii faktorov a klasifikačných kritérií treba definovať nezriedka vzájomne proti sebe stojace hodnotové skupiny, ktoré možno označiť zaužívanými termínmi, ako je celospoločenský záujem, ekologická rovnováha, legislatívne reštrikcie, ekonomická výhodnosť alebo vektory ohrozenia zdravia. Tu sa veľmi ťažko hľadá spoločná hodnotová škála, resp. škála na zaradenie kritérií do jednotných hodnotových skupín. Keďže tu ide o problém, s ktorým sa stretávame bežne pri takmer všetkých environmentálnych či územnoplánovacích úlohách, ani klasifikácia faktorov v tab. 1 neobsahuje klasifikačné kritériá zaradené do hodnotových skupín. Smernica ich nikde nedefinuje, ale implicitne ich vyjadruje sám druh klasifikovaných faktorov. Legislatívne definované faktory v hornej časti tabuľky sa týkajú ochrany podzemných a povrchových vôd, ako aj chránených území prírody (vrátane ohrozených druhov a ochrany lesov) a chránených ložísk nerastných surovín. Dolná časť tab. 1 obsahuje ostatné hodnotené faktory vymedzené na základe kritérií ochrany podzemných vôd a ložísk nerastov, ako aj nákladových a bezpečnostných rizík vychodiacich z potenciálnych vplyvov krajinného prostredia na výstavbu, prevádzku, bezpečnosť a životnosť skládky (poddolované územia, svahové deformácie, výmoľová erózia, zamokrené a inundačné územia).

Okrem už uvedených aspektov na výber faktorov pri zostavovaní máp vplývajú aj iné, nie menej dôležité okolnosti. Napr. v prípade pôdnych pomerov pokladali autori smernice za rozumné upustiť od znázorňovania bonitovaných pôdnoekologických jednotiek, a to pre nevyhnutnosť prílišnej generalizácie ich hraníc, čo by viedlo k neúnosnému skresleniu a nepresnostiam (kartografický prenos hraníc zo zdrojových máp v mierke 1:5 000 by znamenal až stonásobné plošné zmenšenie). Okrem toho by v mape znázornené bonitované pôdnoekologické jednotky vyjadrujúce potenciálne rozdiely v produktivite pôdy a nepriamo aj stupeň stále platnej legislatívnej ochrany nemuseli mať nijaký vzťah k aktuálnej trhovej hodnote pôdy. Obdobnou prekážkou (okrem vysokej prácnosti získavania primerane presných údajov) je aj prípadné znázorňovanie morfometrických údajov v mape. Pri viacstupňovej klasifikačnej škále by najmä v horskej oblasti boli hranice tried sklonitosti v dôsledku nevyhnutnej generalizácie skreslené a málo presné. Pri klimatických faktoroch, najmä pri veternosti (smer a intenzita vetrov), by východiskom bola opäť prílišná a z hľadiska mikroklimatických vplyvov skresľujúca generalizácia vychodiaca z jestvujúcej siete režimných dlhodobých pozorovaní. Pre nepostačujúcu plošnú doloženosť a nerovnakú hodnotu informácií bude v mapách chýbať znázornenie a zhodnotenie krajinnoekologickej funkčnosti nadregionálnych, regionálnych a lokálnych biogeografických spoločenstiev z hľadiska územných systémov ekologickej stability. Rozdiely v aktuálnosti, v prognózovanej časovej platnosti, v štruktúre údajov a v subjektívnom chápaní územnoplánovacej dokumentácie možno pokladať za dostačnú prekážku na jej prípadné zaradenie medzi hodnotené faktory aspoň pri časti údajov. Prijateľnejšou alternatívou je konfrontácia a posteriori. Z viacerých dôvodov je tento postup vhodnejší aj pri posudzovaní vzťahu k ochranným pásmam regionálnych, a hlavne lokálnych inžinierskych sietí (rozvodov elektriny, plynu, ropy a pod.), ciest, železníc a letísk, ako aj k estetike krajiny, kde dominuje subjektívna hodnotová škála. Zrejmou je aj nemožnosť, resp. náročnosť hodnotenia ceny pozemkov

a majetkovoprávnych vzťahov v tejto mape, podobne ako znázorňovanie a hodnotenie stretov záujmu v prípade vojenských priestorov. Napriek prvoradej dôležitosti informácií o hygienických ochranných pásmach obcí, resp. súvisle zastavaných obytných plôch, nie je pre chýbajúce právne regulatívy a existujúcu nejednotnosť v hodnotení vplyvu skládok odpadu na vektory zdravia (odporúčaná šírka hygienického ochranného pásma sa pohybuje zväčša od 300 do 1000 m), ale aj pre iné príčiny (vplyv typu skládky, technológie likvidácie odpadov, mikroklimatických pomerov, vegetačného pokryvu) do mapy zahrnutý ani tento faktor.

Osobitnú skupinu, ktorú v mape nemožno apriórne hodnotiť, tvoria faktory závislé od vzťahu lokalizácie potenciálnych skládok k lokalizácii zdrojov produkcie odpadu. Patrí medzi ne dopravná vzdialenosť z ťažiska spádovej oblasti, komunikačná dostupnosť, vzťah k dôležitým zariadeniam infraštruktúry, dostupnosť stavebných materiálov na výstavbu skládky a pod. Optimálne možno tieto faktory hodnotiť až pri porovnávaní konkrétnych vybraných alternatív.

Kategorizácia kritérií hodnotenia faktorov a spôsobu ich interpretácie v mapách súvisí jednak s už spomenutou nejednotnou hodnotovou škálou, ktorá ovplyvňuje už výber faktorov, jednak so zaužívanými modalitami rozhodovacieho procesu pri výbere lokalít skládok. Rozličné postupy riešenia tohto problému sa používajú najmä v oblasti územného plánovania a využívania územia (land-use planning), ako aj hodnotenia vplyvu projektovaných stavieb na životné prostredie (environmental impact assessment - EIA, Umweltverträglichkeitsprüfung - UVP). Niektoré z tradičných metodík hodnotenia a konkrétnu schému riešenia klasifikácie územia z hľadiska lokalizácie skládok tuhého komunálneho odpadu Bratislavy opisuje Vojtaško (1988). Tu načrtnutý a neskôr v rokoch 1990 - 1991 v spolupráci s firmou Art-in-Apples Geofondom Bratislava vytvorený grafický interaktívny databázový systém (Vojtaško, 1991), dovoľujúci maximálnu flexibilitu pri využívaní kartografických údajov s možnosťou aktualizácie databázy, zmien štruktúry údajov a hierarchizácie priorít, aplikácie rôznych stratégií optimalizácie a expertných systémov, ako aj foriem grafických výstupov, v tomto prípade nemožno z finančných a časových dôvodov súbežne realizovať. Vstupné údaje sa však budú priebežne digitalizovať a centrálne ukladať do databázy bratislavského Geofondu s možnosťou perspektívne ich využívať v GIS.

Účinnosť transferu informácií, t.j. komunikatívnosť tematických máp vo všeobecnosti súvisí s výberom grafických prostriedkov - čiar, symbolov, znakov, rastrov, farebných plôch - a s konkrétnou obsahovou náplňou máp, predurčujúcou ich konfiguráciu v ploche. Zúžením farebných plôch a znakov na tri "semaforové" farby, ktoré vo výslednej mape vhodnosti lokalizácie skládok majú pri plánovaní výberu lokalít kľúčový informačný význam (vhodné, podmienečne vhodné, nevhodné), sa dosiahne veľmi dobrá čitateľnosť mapových podkladov. Pri koincidencii, t.j. súbežnom priebehu hraníc dvoch alebo viacerých faktorov platia jasne definované pravidlá priority znázornenia, ktoré sú v smernici v komentári k tab. 4.

Okrem už uvedených okolností obsahovú náplň máp a výber faktorov, ktoré sa v nich znázorňujú, v značnej miere ovplyvňuje aj kapacita máp z hľadiska ich komunikatívnosti. Začlenenie viacerých faktorov by pri výslednom hodnotení znížilo čitateľnosť mapy, lebo by sa vytvorila komplikovaná mozaika farebných plošiek a znakov. Nižšia komunikatívnosť mapy by zrejme sťažila jej používanie a pri prekročení istej hranice by mohla vzniknúť neprijateľná psychologická bariéra a informačná disfunkčnosť. Prípadné zhotovenie dvoch synoptických máp vhodnosti by okrem zvýšených nákladov na reprodukčné práce malo nevýhodu aj v sťaženej interpretácii výsledkov.

Hodnotenie územia v mapách a spôsob zostavovania máp

Pri zisťovaní vhodnosti územia na sledovaný účel sa v mapách hodnotia a zobrazujú najmä tie geologické faktory (geofaktory) a faktory širšieho krajinného prostredia, ktoré situovanie skládok odpadu v území vylučujú alebo obmedzujú. Pri niektorých je tento význam stanovený legislatívne, pri ostatných je predmetom odborného hodnotenia (tab. 1).

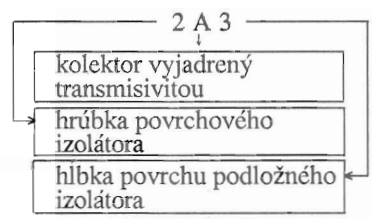
Okrem geologických faktorov uvedených v tab. 1 sa v mapách zobrazujú aj geofaktory

TAB. 2
Hodnotenie podložia skládok odpadu
Evaluation of the waste disposal site base

Symbol	Ohrozenie podzemnej vody a náklady na protiopatrenia	Štruktúra horninového prostredia
A	veľmi vysoké	1A4
B	vysoké	1A3 2A3 2A4 1B3 1B4
C	stredné	1A2 2A2 3A3 3A4 1B2 2B2 2B3 2B4 1C3 1C4 2C3 2C4
D	nízke	1A1 4A4 1B1 3B3 3B4 1C2 2C2 3C3 3C4 1D3 1D3 2D3 2D4
E	veľmi nízke	4B4 1C1 4C4 1D1 1D2 2D2 3D3 3D4 4D4 E

Transmisivita kolektorov:	Hrúbka (hĺbka povrchu) izolátorov
A ≥ $10^{-3}m^{-2}s^{-1}$	1 - 0 - 2 m
B ≅ $10^{-4}m^{-2}s^{-1}$	2 - 2 - 5 m
C ≅ $10^{-5}m^{-2}s^{-1}$	3 - 5 - 10 m
D ≅ $10^{-6}m^{-2}s^{-1}$	4 - > 10 m
E < $10^{-6}m^{-2}s^{-1}$	izolátor -k_f ≤ 10^{-7}m s^{-1}

Štruktúra horninového prostredia



Typy priepustnosti horninového prostredia

I - pórová
II - puklinovo-pórová
III - puklinová
IV - krasovo-puklinová
V - krasová

Príklady komplexných symbolov horninového prostredia

2AIV4 2'AIV4	1BI3 1BI3	3CII3 3CII
↓	↓	↓
nehomogénny izolátor	nedostatok údajov o hrúbke izolátora	nejasná poloha izolátora

majúce zvyčajne informatívnu povahu (dopĺňajú informáciu o podmienkach výstavby, resp. sanácie úložísk odpadu), avšak nevylučuje sa ani ich prípadné zaradenie do kategórie limitujúcich alebo vylučujúcich faktorov. Je to seizmicita územia vyjadrená v °MSK, intenzívne krasové prejavy, tektonické zlomy a pásma, presadanie spraše, hĺbka hladiny podzemnej vody a ložiská nerastov s ukončenou ťažbou.

Zaradenie týchto geofaktorov do kategórie limitujúcich alebo vylučujúcich faktorov (vykonané po dôkladnom zhodnotení ich významu) treba zdôvodniť v sprievodnej správe k mapám. Podľa niektorých našich aj zahraničných prameňov napr. treba do kategórie limitujúcich geofaktorov zaradiť územia s hladinou podzemnej vody v hĺbke do 1 m a územia so seizmickou intenzitou väčšou ako 7° MSK.

Smernica chráni nielen legislatívne vymedzené, ale v podstate všetky významnejšie nádrže a kolektory podzemnej vody. Okrem priameho zaradenia území s významnou zásobou podzemnej vody do kategórie limitujúcich faktorov zásadne k ich ochrane prispieva najmä metodika hodnotenia stupňa ohrozenia podzemných vôd vypracovaná pri zostavovaní smernice.

Medzi územia s významnou zásobou podzemnej vody sa pri zostavovaní máp zaraďujú všetky legislatívne nechránené akumulácie podzemnej vody, ktoré môžu byť v danej oblasti predmetom vodohospodárskeho záujmu. Ich vymedzenie možno prevziať z vodohospodárskych máp mierky 1:200 000 a 1:50 000 alebo aj z máp hydrogeologických rajónov zostavovaných v rámci rezortu SGÚ. Z takýchto máp Geofond priebežne spracúva mapu zásob obyčajných podzemných vôd hydrogeologických celkov SR.

Miera ohrozenia podzemných vôd v podloží skládok odpadu závisí od kvality a štruktúrne-

ho usporiadania kolektorov a izolátorov vystupujúcich pri povrchu územia (v hĺbke do 10 - 15 m), ktoré súčasne podmieňujú aj náročnosť a nákladnosť technických opatrení potrebných na zamedzenie znečistenia podzemnej vody. Klasifikačný systém, resp. metodický návod na zhodnotenie geologického prostredia v podloží skládok odpadu z tohto hľadiska uvádza tab. 2.

Ak je v nadloží kolektora prirodzená tesniaca vrstva (izolátor), ohrozenie podzemnej vody a možnosť zamedziť ho závisia najmä od kvality a hrúbky izolátora a od transmisivity kolektora. Štyri stupne hrúbky izolátorov použité v klasifikácii prihliadajú na jednej strane na ich retardačné schopnosti, na druhej strane korešpondujú s hrúbkami vrstiev vyčleňovanými v inžinierskogeologických mapách, čo umožňuje ich jednoduchú transformáciu na daný účel. S retardačným účinkom izolátorov s hrúbkou menšou ako 2 m sa vzhľadom na ich možnú premenlivosť a hypergénne narušenie neuvažuje. Ak je izolátor (hrubší ako 2 m) nehomogénny, resp. obsahuje priepustnejšie polohy, označuje sa symbol jeho hrúbky apostrofom. Klasifikácia transmisivity zvodnených kolektorov uvedená v tab. 2 zodpovedá klasifikácii používanej v súčasnosti na Slovensku pri zostavovaní hydrogeologických máp mierky 1:50 000.

Ak priepustná (zvodnená) vrstva je pri povrchu územia a izolátor iba v jej podloží, miera ohrozenia podzemnej vody zodpovedá priamo transmisivite kolektora a možnosť jej ekonomicky nenáročnej ochrany závisí najmä od hrúbky kolektora, resp. hĺbky povrchu izolátora. Pri tomto type štruktúr sa predpokladá hrúbka izolátora minimálne 5 m. Ak táto hrúbka nie je dostatočne preukázaná, dopĺňa sa nad číselný kód hĺbky povrchu izolátora vodorovná čiara.

Kombináciou týchto dvoch skupín štruktúr vzniká špecifický, uzavretý typologický systém 41 typov štruktúr horninového prostredia definovaných kvalitou a hrúbkou kolektorov a izolátorov. Spôsob vyčleňovania 40 typov štruktúr je v tab. 2 jednoznačne definovaný. Do štruktúry typu E začleňujeme horninové prostredie tvorené pri povrchu územia izolátorom o hrúbke väčšej ako 10 m.

Okrem transmisivity kolektorov má význam aj údaj o type ich priepustnosti. Vyjadruje charakter horninového prostredia aj podmienky infiltrácie, obehu i akumulácie podzemných vôd, a tým poskytuje základnú informáciu o spôsobe potenciálneho znečistenia a o retardačných schopnostiach horninového prostredia, ako aj o podmienkach technických opatrení na zamedzenie znečistenia podzemnej vody. Rozlišované typy priepustnosti a ich symboly, ktoré sa v mapách uvádzajú v komplexných symboloch horninového prostredia spoločne so symbolmi jeho štruktúry, sú uvedené v tab. 2.

Mapa vhodnosti územia na skládky odpadu v mierke 1:50 000 sa skladá z dokumentačnej mapy a z mapy zhodnotenia územia.

Dokumentačná mapa zobrazuje všetky vylučujúce a limitujúce faktory zastúpené v danom území, ako aj uvedené geofaktory informatívnej povahy. Možné ohrozenie podzemnej vody (resp. nákladnosť opatrení na preventívne alebo sanačné opatrenia) sa v nej vyjadruje pomocou komplexných symbolov horninového prostredia zostavených podľa tab. 2. Pri chránených územiach prírody a chránených ložiskových územiach sa v mape uvádzajú aj ich poradové čísla, podľa ktorých sa zostavuje ich menný zoznam. Ak by hustota informácií mohla ohroziť čitateľnosť mapy, možno mapu rozdeliť na dva až tri paralelné mapové listy.

Mapa zhodnotenia územia farebne plošne zobrazuje čiastkové územné celky hodnotené na daný účel ako vhodné, podmienečne vhodné a nevhodné. Medzi nevhodné patria územia, v ktorých je aspoň jeden vylučujúci faktor, medzi podmienečne vhodné územia, v ktorých je aspoň jeden limitujúci faktor. Ostatné územia sú na zriaďovanie skládok odpadu (podľa posudzovaných hľadísk) vhodné.

Na vyjadrenie dôvodov na zaradenie územia medzi nevhodné alebo podmienečne vhodné územné celky sú v mape zhodnotenia územia znázornené:

- legislatívne stanovené vylučujúce a limitujúce faktory - bez rozlíšenia ich počtu a druhov (šrafou),
- stupeň ohrozenia podzemnej vody (symbolmi podľ tab. 2),
- ostatné vylučujúce a limitujúce faktory (plošnými, líniovými a bodovými značkami).

Ak sa v tom istom územnom celku súčasne vyskytujú legislatívne stanovené vylučujúce aj limitujúce faktory, zobrazujú sa len faktory

s vyšším stupňom reštrikcie. V prípade potreby možno všetky konkrétne vylučujúce alebo limitujúce faktory využitia územia na daný účel zistiť z dokumentačnej mapy.

V územiach, v ktorých je nevhodnosť na daný účel podmienená legislatívnymi vylučujúcimi faktormi, je situovanie skládok odpadu prakticky vylúčené. Na ich realizáciu by v takom prípade bolo treba výnimku zo zákona alebo prehodnotiť prioritu využívania územia. Prakticky nemožné je aj zriaďovanie skládok odpadu v poddolovaných územiach s intenzívnymi prejavmi deformácií na povrchu, v územiach s rozsiahlymi, hlbokými, aktívnymi svahovými deformáciami (s výnimkou akumulačných častí zosuvov) a v inundačných územiach. V ostatných územiach je situovanie skládok odpadu otázkou konsensu a technicko-ekonomickej náročnosti ich realizácie, resp. aj majetkovoprávnych vzťahov.

Okrem hlavného účelu (ktorý vyplýva už z názvu máp) poskytujú mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu aj základnú informáciu o geologických podmienkach výstavby nových skládok odpadu, resp. sanácie starých, nevhodne situovaných skládok odpadu. Tá vyplýva najmä z komplexného symbolu horninového prostredia a z údajov o ostatných geofaktoroch, najmä o geodynamických javoch.

Ako vidno, vhodnosť územia na ukladanie odpadu sa v mapách nehodnotí úplne. Ide iba o čiastkovú vhodnosť, ktorej rozsah (platnosť) je daný rozsahom faktorov, ktoré sa brali do úvahy pri jej stanovovaní. Preto pri výbere lokality na zriadenie skládky odpadu treba brať do ohľadu ďalšie faktory, a to jednak tie, ktoré nemožno v mapách danej mierky efektívne zobraziť, jednak tie, ktoré závisia od polohy skládky vzhľadom na zdroje produkcie odpadu, resp. osídlenie.

Odporúčaný postup pri výbere lokalít na skládky odpadu

Výber vhodných lokalít na skládky odpadu na základe interpretácie mapových podkladov je iba prvou etapou rozhodovacieho procesu o definitívnom umiestnení skládky. Pre množstvo faktorov, ktoré tento výber ovplyvňujú, ako aj nákladnosť výstavby skládok, je na ich najvhodnejšie situovanie v krajinnom prostredí potrebné dôkladné odborné (najlepšie kvantitatívne) zhodnotenie skutočnej miery vplyvu jednotlivých faktorov i celého ich súboru, a to rozličnými metódami a na niekoľkých alternatívnych lokalitách. Až na základe takéhoto kvalifikovaného zhodnotenia možno stanoviť najvhodnejšie miesto výstavby skládky, v ktorom treba na prípravu projektu vykonať podrobný prieskum. Za optimálny možno pokladať takýto postup:

- výber alternatív na základe mapy vhodnosti,
- porovnávacia štúdia alternatívnych lokalít,
- podrobný prieskum a zhodnotenie vybratej lokality.

Pri interpretácii mapy je možných niekoľko postupov a ich voľba závisí od kompetentných pracovníkov územnej správy. Apriórne posúdenie ich výhod a nevýhod naráža na rad ťažkostí, ktoré vyplývajú z konkrétnej situácie, ale aj zo subjektívnych prístupov. Doterajšie praktické skúsenosti hovoria v prospech tímového rozhodovania nezávislých odborníkov, resp. tímového zhodnotenia individuálnych posúdení, a prípadného opakovania celého postupu.

Už v tejto etape treba okrem faktorov zhodnotených v mape zobrať do úvahy aj ďalšie, už uvedené faktory, ktoré môžu ovplyvniť situovanie skládky v území v rozhodujúcej miere. Vzhľadom na to, že výber optimálnej lokality môže byť iba výsledkom porovnania vhodnosti alternatív stanovenej na základe mnohofaktorovej analýzy (vykonávanej až v nasledujúcej etape), je účelné, najmä v prípade približnej rovnocennosti alternatívnych lokalít, vybrať ich na ďalšie rozhodovanie viac (3 - 6). Tak možno vylúčiť prenos prípadného chybného rozhodnutia v prvej etape do ďalších etáp rozhodovacieho procesu.

Porovnávaciu štúdiu vhodnosti alternatívnych lokalít možno vypracovať klasicky (jednotlivými odborníkmi alebo tímom odborníkov) alebo pomocou optimalizačných procedúr. V prvom prípade je vhodné vypracovať súbežne 2 - 3 štúdie, ktoré potom definitívne zhodnotí objednávateľ alebo tím nezávislých expertov. V druhom prípade je vhodné použiť aspoň dve optimalizačné metódy, ich výsledky navzájom konfrontovať a v prípade diferencie výsledkov zdôvodniť

preferovanú metódu. Alternatívou môže byť aj použitie jednej, osvedčenej optimalizačnej metódy kombinovanej s expertným tímovým zhodnotením miery vplyvu jednotlivých faktorov na zriadenie skládky. Najvhodnejšie je použiť optimalizačné metódy spojené priamo s cenovým zhodnotením zriadenia skládok v jednotlivých lokalitách. Príklad takejto metódy apli-kovanej na výber staveniska jadrovej elektrárne na území severného Slovenska uvádza Hrašna (1991).

Podrobný prieskum a hodnotenie konkrétnej lokality sú náročné a v súčasnosti sa na to pripravuje technická špecifikácia. Ich úlohou je poskytnúť všetky potrebné podklady na vypracovanie projektu skládky tak, aby bolo možno porovnať prípadné technicko-ekonomické varianty jej výstavby, ako aj ich vplyv na životné prostredie.

Pre nákladnosť umelých bariér proti šíreniu sa kontaminácie zo skládok je jednou z úloh podrobného prieskumu aj dôkladné zhodnotenie sorpčnej kapacity a retardačných schopností horninového prostredia plánovanej skládky a v prípade dobrých výsledkov odporučiť iba tesnenie z prírodných materiálov v kombinácii s ostatnými potrebnými konštrukčnými prvkami.

Literatúra

German Geotechnical Society, 1991: Geotechnical of Landfills and Contaminated Land. Technical Recomendations "GLC". *Verlag für Architektur und technische Wissenschaften. Berlin, 76.*

Hrašna, M. 1991: Regionálny inžinierskogeologický prieskum a hodnotenie územia pre výstavbu jadrovoenergetických zariadení. *In: Zbor. z konferencie: Metodické inovace v inženýrske geologii. Dom techniky, Brno, Příbram, 62 - 73.*

Slovenský geologický úrad, 1992: Smernica na zostavovanie máp vhodnosti územia na skládky odpadov v mierke 1:50 000, Bratislava.

Slovenský geologický úrad, 1992: Záznamový list registra skládok pevných odpadov, Bratislava.

Vojtaško, I. 1988: Klasifikácia územia z hľadiska vhodnosti lokalizácie skládok tuhého komunálneho odpadu. *Geol. Práce., 6, 168 - 170.*

Vojtaško, I. 1991: Špeciálna inžinierskogeologická mapa 1:25 000 pre skládky tuhého komunálneho odpadu - Veľká Bratislava a okolie. *Manuskript - IGHP Bratislava.*

Waste disposal suitability maps of Slovak territory at 1:50 000 scale and their use in waste disposal siting

According to the joint decision of the Slovak Bureau of Geology (SGÚ) and the Slovak Commission for Environment, suitability maps of Slovaki territory for waste disposal at 1:50 000 scale will be compiled in time between June 1992 - October 1993 for the use by territorial administration units and other legitimate inquirers. The maps will be compiled according to unified regulations prepared by a team of specialists for this sake (SGÚ, 1992).

The maps will present classified factors of the lanscape (Tab. 1) excluding or limiting the disposal of waste in territory. The part of these limitations is of legislative nature (e. g. protection zones of groundwater sources, protected nature, reserves, protected mineral resources etc.), others are the result of scientific assessment. Beside these, the maps will give information on further factors of purely informative character what however does not mean their incorporation among the category of excluding or limiting factors (seismicity, karst phenomena, tectonic faults, groundwater table level etc.).

Because the strict protection of groundwaters has priority, the regulation pays great attention to the degree of its possible threats in the base of waste disposal sites. This is defined in Table 2 by quality and structural arrangement of aquifers and aquicludes reaching the near surface (10 - 15 m depths). The aquifers quality is defined by their transmissivity and permeability type, the aquicludes quality by their homogeneity, filtration coefficient and thickness. The classification system compiled in this way creates 41 structure types of the rock environment, which are subdivided in Tab. 2 from the viewpoint of groundwater threatening and the costs necessary for protective measures into five categories.

The selection of suitable localities for waste disposal on the base of maps represents but the first stage in decision making process in definite waste disposal siting. Beside the factors evaluated by these maps, it is necessary to count with further factors. These are factors which could not be represented in the maps due to their scale (fertile land, protection zones of communications, airports, railroads etc.) or those depending on the distance of sites in relation to their production sources or urban areas.

The number of factors entering the decision making process necessitates the use of optimization analysis for the selection of the most suitable sites. The result of this analysis would be, beside qualitative assessment, also the strict evaluation of costs for waste disposal management in alternative sites.

The continuing detailed exploration of the definitely chosen site should, beside others, assess the sorption quality and retardation ability of the rock environment in the base of waste disposal sites. This in the case of proven suitable properties may considerably diminish the technical and economical needs for waste landfills construction.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 441 - 451

Výskum geologických faktorov životného prostredia; perspektívny program slovenskej geológie

KAMIL VRANA

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

Doručené 25. 3. 1992, revidovaná verzia doručená 15. 5. 1992

Investigation of geological factors of environment - a prospective program of Slovak geology

The project entitled Investigations of geological factors of environment in Slovakia is aimed at the solution of the most actual problems in creation and protection of environment in the territory of Slovakia. Coordinating organization of the project is the D. Štúr Institute of Geology in Bratislava and 10 further institutions acting in natural sciences are participating in it. The project covers three partial tasks.

The first of these tasks is aimed at the compilation of a geochemical atlas of the Slovak republic in 1:1 000 000 scale during the 1991 - 1995 period together with maps of associating geochemical and ecological features in 1:200 000 scale. Investigations are concentrated to the evaluation of concentrations and distributions of chemical elements including the toxic ones in river sediments, groundwaters, rocks, soils and forest biomass. The evaluation will be oriented also to the total radioactivity of territory and to that of single elements composing it.

In the frame of the second task, a set of maps representing geological factors of the environment in Slovakia will be compiled based on regional geological maps in 1:50 000 scale. The complete set will include a geological map, map of mineral resources and forecasts, map of natural radioactivity, pedological map, map of geochemical reactivity of rocks, hydrogeological map, map of groundwater quality, geochemical map and a multicomponent engineering geological map showing complex interactions of technogenetic sphere and that of the geological environment. In the first stage of realization (1991 - 1993) the compilation is concentrated onto the following partial regions:Upper Nitra river, Low Tatra Mts., Hornád river Basin with the Eastern Slovak Ore Mts., Košice Basin and Slánske vrchy Mts., Žiar Basin with the Banská Štiavnica area, Malá Fatra Mts. with the surrounding basins.

The third task planned to realize in 1991 - 1992 is aimed to investigate and forecast the engineering geological properties of rocks and that of the geological environment with the goal to forecast their optimum use. The task is detailed description and identification of features and processes characterizing interactions between the geological environment and products of human activity.

The paper describes in detail results of the indicated first partial task.

Úvod

Ochrana životného prostredia sa stala naliehavým celosvetovým problémom. Platí to aj o Česko-Slovensku, kde sa hospodársky vývoj v posledných desaťročiach prejavil v postupnom zhoršovaní životného prostredia, pričom v niektorých regiónoch je z tohto pohľadu až krízová situácia. Pred súčasnou spoločnosťou stojí úloha riešiť problematiku ochrany životného prostredia komplexne tak, aby sa v najkratšom možnom čase dosiahla v krajine ekologická rovnováha a aby sa racionálne využívali prírodné zdroje pri predpokladanom dynamickom rozvoji ekonomiky.

Geológia má pri riešení problémov životného prostredia významné a pritom nezastupiteľné miesto. Vyplýva to z toho, že prírodné prostredie ako subsystém životného prostredia je determinované geologickým prostredím v rozhodujúcej miere. Pritom prírodné prostredie tvorí hmotnú podstatu, rámec ostatných subsystémov životného prostredia, t.j. technických, ekonomických a sociálnych prvkov.

Z uvedeného vyplýva, že geologický výskum a prieskum svojimi výsledkami vždy, či už priamo alebo nepriamo, vplývali na stav a charater poznatkov o životnom prostredí na území Slovenska. Preto sa stalo prakticky nevyhnutnosťou zamerať ucelený projekt geologického výskumu bezprostredne a cieľovo na najaktuálnejšie problémy ochrany životného prostredia tak, aby sa využili doteraz získané, ako aj nové poznatky o stave geologického prostredia na území Slovenska v súbornej podobe a prístupnej forme pre užívateľov. Z uvedených príčin už roku 1990 Geologický ústav Dionýza Štúra spolu s ďalšími geologický a prírodovedne zameranými inštitúciami vypracoval a pred-

ložil projekt Výskum geologických faktorov životného prostredia, ktorý práve svojou komplexnosťou môže vytvoriť podmienky na plnú realizáciu geologických poznatkov vo sfére ekológie a pri tvorbe a ochrane životného prostredia na území Slovenska.

Projekt bol schválený a začal sa riešiť od 1. 7. 1991. Pozostáva z troch čiastkových úloh (Vrana et al., 1991).

Prvá úloha je v rokoch 1991 - 1995 zostaviť geochemický atlas Slovenskej republiky v mierke 1:1 000 000 a asociačné geochemicko-ekologické mapy územia v mierke 1:200 000. Výskum sa zameria na hodnotenie obsahu a distribúcie 37 chemických prvkov vrátane toxických elmentov v riečnych sedimentoch, podzemných vodách, horninách, pôde a lesnej biomase a súčasťou hodnotenia bude aj celková rádioaktivita územia a prvky, ktoré ju spôsobujú.

V rámci druhej úlohy sa na báze regionálnych geologických máp v mierke 1:50 000 zostaví súbor máp reprezentujúci geologické faktory životného prostredia na našom území. Kompletný súbor bude zahŕňať geologickú mapu, mapu ložísk a prognóz nerastných surovín, prirodzenej rádioaktivity, pedologickú, geochemickej reaktivity hornín, hydrogeologickú, kvality prírodných vôd, geochemickú a viaclistovú inžinierskogeologickú mapu zameranú na komplexné postihnutie interakcie sféry technogenézy a geologickým prostredím. V prvej etape (1991 - 1993) sa bude riešiť región Horná Nitra, Nízke Tatry, Hornádska kotlina a východná časť Slovenského rudohoria, Košická kotlina a Slanské vrchy, Žiarska kotlina a banskoštiavnická oblasť, Malá Fatra s časťou priľahlých kotlín.

Tretia úloha, ktorá sa rieši v rokoch 1991 - 1992, je zameraná na štúdium a prognózovanie inžinierskogeologických vlastností hornín a geologického prostredia z hľadiska prognóz jeho optimálneho využitia. Cieľom je identifikovať a detailne opísať javy a procesy charakteristické pre interakciu geologického prostredia s dielami a produktmi ľudskej činnosti.

Projekt sa bezprostredne viaže na ostatné výskumné úlohy GÚDŠ, najmä na regionálny geologický výskum, na úlohu zostaviť regionálne mapy ložísk a prognóz nerastných surovín, ako aj na základné hydrogeologické mapovanie v mierke 1:50 000.

Vzhľadom na to, že novokoncipovaná je predovšetkým prvá úloha (geochemický atlas), ďalej sa venujeme hlavne jej podrobnejšej charakteristike.

Geochemický atlas Slovenska a geochemicko-ekologické mapovanie v mierke 1:200 000

Na objektívne zhodnotenie súčasného stavu znečistenia životného prostredia na území Slovenskej republiky je nevyhnutné poznať prirodzenú distribúciu obsahu chemických prvkov vo vrchnej časti zemskej kôry (v horninách, zvetraninách, pôde, podzemných vodách aj v biomase) a súčasný trend zmien, ktoré v našom území nastávajú v dôsledku antropogénnych vplyvov, prejavujúcich sa v ustavičnom zhoršovaní stavu životného prostredia a majú negatívny vplyv na celkový zdravotný stav obyvateľstva.

Napriek tomu, že sa na území Slovenska v poslednom desaťročí vykonalo relatívne veľa regionálnych geochemických prác, doteraz niet súborného diela, ktoré by poskytovalo obraz o distribúcii chemických prvkov vo vrchnej časti zemskej kôry, t.j. aj v jednotlivých zložkách životného prostredia nášho územia. Tento stav bude možno preklenúť práve realizáciou projektu.čiastkovej úlohy Geochemický atlas a geochemicko-ekologické mapovanie územia Slovenska v mierke 1:200 000. Projekt je zameraný na zostavenie jednoprvkových máp obsahu chemických prvkov a rádioaktivity územia Slovenskej republiky v mierke 1:1 000 000. Štúdium sa zameria na asociáciu Al, As, Ba, Be, Ca, Ce, Co, Cd, Cs, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, Rb, Se, Sr, Tl, V, W, Y, Zn, Zr, Mo,Sb a Sn v horninách, riečnych sedimentoch, podzemných vodách, pôde a v lesnej biomase. Hodnotenie zahrnie aj úhrnnú prirodzenú rádioaktivitu územia a jej zložky K, U, Th. Druhým cieľom je zostaviť asociačné mapy výskytu anomálnych koncentrácií ekologicky významných prvkov (hlavne Cd, Hg, Pb, Cr, Mn, Sb, As, Se, Tl) v mierke 1:200 000. Škála stanovovaných prvkov sa do istej miery bude modifikovať podľa jednotlivých vzorkovaných médií. Jednoprvkových máp mierky 1:1 000 000 bude 30 až 50 (podľa reálneho výsledku mapovania). Počet asociačných máp 1:200 000 bude závisieť od konkrétnych výsledkov geochemického mapovania.

Uvedené vzorkované médiá, resp. špecifické merania sú zároveň základom členenia projektu na samostatné subprojekty s autonómnym charakterom v metodickej aj realizačnej fáze odberu a spracovania vzoriek, ako aj terénnych meraní a laboratórnych prác. Úlohou koordinátora je zosúladiť práce a výstupy a zabezpečiť edíciu geochemického atlasu a geochemicko-ekologických máp, ako aj koordiná-

cia prác vo vzťahu k Českej republike a programu IGCP č. 259 Medzinárodné geochemické mapovanie (Darnley, 1990).

Z odborného hľadiska je cieľom čiastkovej úlohy mapami s textovými vysvetlivkami vyjadriť prirodzenú a antropogénne podmienenú distribúciu chemických prvkov v hlavných zložkách životného prostredia, ako aj prirodzenú rádioaktivitu územia a v tomto smere umožniť začlenenie nášho územia do medzinárodne pripravovaných mapových podkladov. V regionálnom meradle poskytne informácie o súčasnom stave znečistenia zložiek životného prostredia na našom území pre následné ekologické štúdiá, riadiace a rozhodovacie orgány v oblasti ekológie, ochrany životného prostredia, urbanistiky, vodného hospodárstva, poľnohospodárstva, potravinárstva, hygieny a pod.

Z vedeckého hľadiska je cieľom čiastkovej úlohy stanoviť distribúciu chemických prvkov vo vrchnej časti zemskej kôry na našom území, preukázať regionálne trendy a existenciu geochemických provincií charakterizovaných asociáciami prvkov, ktoré sú podmienené geologicko-tektonickým vývojom územia, všetko v nadväznosti na začlenenie nášho územia do širších regionálnych schém, ktoré sa pripravujú v rámci medzinárodných programov geochemického mapovania.

Základná charakteristika častí geochemického atlasu SR

Riečne sedimenty

Podľa doterajších medzinárodných skúseností zo zostavovania geochemických máp na regionálnej úrovni pokladáme geochémiu riečnych sedimentov za základný materiál pripravovaného geochemického atlasu nášho územia. V danom štádiu považujeme za najefektívnejšie metodicky aj obsahovo nadviazať na Geochemický atlas Rakúskej republiky v mierke 1:1 000 000 (Thalmann et al., 1989). V tejto časti navrhujeme tiež riešiť geochemický výskum nivných sedimentov v rozsahu a metodickom prístupe podľa v súčasnosti navrhovaného programu geochemického mapovania geologických ústavov západoeurópskych krajín (WEGS - Geochemical mapping Western Europe towards the year 2000, Project Proposal, August 1990, Ottesen, 1989). K tomu však pristúpime po vypracovaní doplnkového projektu roku 1992 na základe skúseností a poznatkov vlastného mapovania, ako aj mapovania v rámci projektu WEGS, ktorý sa v súčasnosti začína riešiť.

Vzorkovanie

Základným vzorkovaným médiom je tzv. aktívny riečny sediment (Demetriades et al., 1990; WEGS Pilot Project, App. Rep. 1). Aby sme sa priblížili novokoncipovaným zámerom väčšiny európskych krajín, analyzujeme frakciu < 0,125 mm, a to na rozdiel od doteraz zväčša preferovanej frakcie < 0,18 mm.

Vzorka aktívneho riečneho sedimentu po vysušení má hmotnosť cca 1,5 - 2,0 kg. Odber sa uskutočňuje do polyetylénových vreciek. Vzorky sa sušia na voľnom vzduchu v podmienkach znemožňujúcich ich kontamináciu. Na analýzu Hg sa odoberie časť podielu z hlavnej vzorky a tá sa bude hneď po doručení do laboratória spracúvať.

Chemické analýzy

Projekt geochémie riečnych sedimentov predpokladá stanovovanie prvkov, z ktorých niektoré majú význam hlavne z ekologického hľadiska (Cd, Hg, As, Se, Tl), ale viaceré sa budú môcť zhodnotiť aj z prospekčného pohľadu (napr. Pb, Zn, Cu a pod.).

TAB.1
Analytické zabezpečenie litogeochemických prác
Analytical processing of lithogeochemical samples

Prvok	Analytická metóda	Detekčný limit(ppm)	Prvok	Analytická metóda	Detekčný limit (ppm)
Al	ICP-OES	10.00	Mn	ICP-OES	5.00
As	AAS-hybrid	0.10	Mo	ICP-OES	5.00
Ba	XRF_p	30.00	Na	ICP-OES	10.00
Be	ICP-OES	0.50		AAS	
Ca	ICP-OES	10.00	Ni	ICP-OES	3.00
Ce	AAS	30.00	P	ICP-OES	100.00
Co	ICP-OES	3.00	Pb	ICP-OES	5.00
Cd	ICP-OES	2.00	Rb	ICP-OES	2.00
Cs	AAS	5.00	Sb	AAS-MHS	0.20
Cr	ICP-OES	5.00	Se	AAS-MHS	0.80
Cu	ICP-OES	1.00	Sn	XRF_p	1.00
Fe	ICP-OES	10.00	Sr	XRF_p	20.00
Ga	XRF_p	5.00	Tl	AAS-ETA	5.00
Hg	AAS	0.02		ICP-OES	
K	ICP-OES	10.00	V	ICP-OES	5.00
	AAS		W	ICP-OES	5.00
La	ICP-OES	1.00	Y	ICP-OES	2.00
Li	ICP-OES	1.00	Zn	ICP-OES	5.00
	AAS		Zr	XRF_p	1.00
Mg	ICP-OES	1.00			

ICP-OES:optická emisná spektrometria s indukčne viazanou plazmou, AAS-F: plameňová absorpčná spektrofotometria, AAS-MHS: atómová absorpčná spektrofotometria mercury hydrid systém, XRFp: röntgenofluorescenčná analýza, AAS-ETA: atómová absorpčná spektrofotometria-elektrotermická atomizácia, TMA: Mercury trace monitor

Navrhnutá zrnitostná frakcia sa bude analyzovať z hľadiska celkového obsahu prvkov (tab. 1).

Požiadavky na detekčné limity analytických metód používaných pri geochemickom mapovaní majú predstavovať nižšie ako očakávané hodnoty koncentrácie prvkov. Je zrejmé, že v našom prípade nie sú podklady na stanovenie požadovaných detekčných limitov na uvedenom základe. Ale aj v medzinárodnom meradle je iba málo dostatočne reprezentatívnych prác, ktoré by predbežným výskumom umožnili stanoviť detekčné limity na geochemické mapovanie v konkrétnom regióne. V našom prípade pokladáme za nevyhnutné vyvinúť úsilie priblížiť sa požiadavkám geochemického mapovania v západoeurópskych krajinách (projekt WEGS), lebo predpokladáme, že ono bude tvoriť základ na konštrukciu geochemickej mapy Európy. V tab. 1 uvádzame súčasné možnosti geologicko-ekologického laboratória v Geologickom prieskume Spišská Nová Ves, ktoré je hlavným laboratóriom na prípravu litogeochemickej časti atlasu.

Na kontrolu analytických prác v rámci celého projektu koordinátor zostavil nezávislú skupinu odborníkov, ktorých úlohou je zabezpečiť medzinárodne uznávané kritériá kontroly analytických výsledkov počas riešenia projektu. Tým sa nadviaže aj na činnosť pracovnej skupiny Analytické metódy, ktorá sa vytvorila v rámci projektu IGCP č. 259 (Medzinárodné geochemické mapovanie). Jej úlohou je tiež zabezpečiť prepojenosť a kontrolu analytických metód s projektmi iných organizácií, ktoré budú mať vzťah k problematike, ktorú riešime.

Prezentácia údajov

Geochemický atlas bude zostavený v mierke 1 : 1 000 000 a geochemicko-ekologické mapy 1:200 000. Jednotný mapový podklad pripraví koordinačné pracovisko. Časť zistených poznatkov sa vyjadrí aj vo forme doplnkových máp rozličnej mierky.

Geochemické údaje sa v atlase vyjadria takto:

- jednoprvkové farebné mapy zostavené na princípe pohyblivého mediánu (moving median maps) - budú reprezentovať regionálne variácie obsahu prvkov,
- jednoprvkové čiernobiele mapy bodové (napr. zobrazenie absolútnych koncentrácií niektorých prvkov),
- odvodené mapy rozličného druhu, ak to bude účelné (napr. kombinácia jednoprvkových farebných máp s bodovým naloženým vyjadrením pomerov prvkov a pod.).

Získané údaje budú digitalizované a spracujú sa na počítačoch. Otázka softwaru a hardwaru sa rieši v spolupráci GÚDŠ a Geofondu Bratislava.

Interpretácia výsledkov

Výsledky bude interpretovať kolektív autorov koordinačného a hlavného riešiteľského pracoviska na základe zostavených máp a detailnej matematickoštatistickej analýzy geochemických údajov. Okrem geologického, metalogenetického a geochemicko-ekologického hodnotenia budú výsledky prepojené interpretačnou časťou s poznatkami o výskyte chemických prvkov v životnom prostredí, ktoré sa získajú v špecifických smeroch výskumu (ovzdušie, preventívne lekárstvo, potravinárstvo a pod.).

Základným výstupom interpretačnej časti bude textová časť vysvetliviek Geochemický atlas, časť 1 Riečne sedimenty, ktorá zhrnie aj rešeršné a nové poznatky z geochemického výskumu hornín (Geochemický atlas, časť 3). Pri každom prvku sa uvedie aj jeho koncentrácia vo vode, pôde a v lesnej biomase.

Podzemné vody

Druhou ťažiskovou časťou geochemického atlasu budú poznatky o chemickom zložení podzemnej vody.

Hydrogeochemické mapovanie je založené na vzorkovaní podzemnej vody prvého zvodneného horizontu (pramene, studne, vrty) a jeho cieľom je podať obraz o regionálnej distribúcii ekologicky a vodohospodársky najvýznamnejších prvkov, zložiek a parametrov na kvantitatívnom základe. V interpretačnej časti je cieľom zhodnotiť podiel primárnych a sekundárnych faktorov na tvorbe chemického zloženia vody v regionálnom meradle. Cieľom je teda podať obraz o chemickom zložení podzemných vôd územia Slovenska v časovo ohraničenom úseku pri zohľadnení geochemických kritérií interpretácie kvality vody.

Vzorkovanie

Voda sa vzorkuje do polyetylénových fliaš z objektov podľa platných pravidiel odberu vzoriek vody

s príslušnými úpravami podľa požiadaviek laboratória. Predpokladaná hustota vzorkovania je 1 vz./3 km². Okrem prirodzených prameňov väčšej výdatnosti sa vzorkujú aj zachytené pramene, kopané studne a vrty, ktoré sa aktívne využívajú. Je zrejmé, že sa regióny budú charakterom vzorkovaných objektov a reálnou hustotou vzorkovania odlišovať, čo vyplýva z rozdielnych hydrogeologických pomerov územia.

Pri hydrogeochemickom mapovaní obdobného charakteru sa v niektorých prípadoch (napr. Lahermo et al., 1990, The Geochemical Atlas of Finland: The hydrogeochemical mapping of Finnish groundwater) vzorky podzemnej vody filtrujú cez membránové filtre. V našom prípade budeme vzorky filtrovať cez filtre veľkosti 0,45 µm.

Priamo v teréne sa pri odbere fixujú všetky nestabilné zložky a meria sa teplota vody, pH, vodivosť, rozpustený O_2, voľný CO_2 (acidita) a alkalita. Ostatné zložky sa stanovujú v laboratóriu.

Chemické analýzy

Projekt predpokladá stanovenie širokej škály prvkov a zložiek (tab. 2) v laboratóriu INGEO Žilina pomocou štandardných metód s úpravou pre nižšie detekčné limity, hlavne v prípade kovov, pričom sa kontrola laboratória zabezpečila účasťou v domácich a zahraničných kontrolných testoch.

Prezentácia údajov je obdobná ako v časti 1.

TAB. 2
Analytické zabezpečenie hydrogeochemických prác
Analytical processing of hydrogeochemical samples

Prvok Zložka	Analytická metóda	Detekčný limit (ppm)	Prvok Zložka	Analytická metóda	Detekčný limit(ppm)
Na	AAS-F	100,00	Li	AAS-F	2,00
K	AAS-F	100,00	Sr	AAS-F	10,00
Mg	CT	1000,00	Zn	AAS-F	1,00
Ca	CT	1000,00	Cu	AAS-ETA	0,50
SiO2	SPFM	500,00	Cd	AAS-ETA	0,50
NH4	SPFM	50,00	Pb	AAS-ETA	1,00
F	ISE	100,00	Cr	AAS-ETA	0,50
Cl	T	100,00	Hg	AAS-CV	0,20
NO3	ITPH	500,00	As	AAS-MHS	1,00
SO4	ITPH	300,00	Se	AAS-MHS	1,00
HCO3	(A-B)T	100,00	Tl	AAS-ETA	5,00
PO4	SPFM	50,00	Sb	AAS-MHS	0,20
Fe	AAS-F	5,00	Al	ICP-OES	10,00
Mn	AAS-F	5,00	Ba	AAS-F	100,00

AAS-F: plameňová atómová absorpčná spektrofotometria, CT: komplexometrická titrácia, SPFM: spektrofotometria, AAS-CV: atómová absorpčná spektrofotometria - studená para, AAS-MHS: atómová absorpčná spektrofotometria - mercury hydrid systém, (A-B)T: acidobázické titrácie, T: titrácie, ISE: iónovoselektívne elektródy, AAS-ETA: atómová absorpčná spektrofotometria - elektrotermická atomizácia, ITPH: izotachoforéza.

Interpretácia výsledkov

Výsledky bude interpretovať kolektív autorov koordinačného pracoviska. Základom budú zostavené mapy, detailná matematickoštatistická analýza údajov a do úvahy sa vezmú aj hydrogeologické a hydrologické poznatky o území Slovenska.

Základným výstupom interpretačnej časti bude textová časť vysvetliviek Geochemický atlas, časť 2. Podzemné vody, ktorá okrem novozískaných údajov zhrnie aj významné výsledky doterajšieho hydrogeochemického mapovania regiónov územia Slovenska a zohľadní aj poznatky z doterajšieho sledovania kvality podzemných vôd v rámci projektu dlhodobého sledovania kvality podzemných vôd na území Slovenska, ktorý koordinuje Slovenský hydrometeorologický ústav Bratislava (Remenárová a Klaučo, 1986).

Horniny

V poslednom období bolo v slovenskej geológii niekoľko pokusov komplexne riešiť geochémiu primárneho poľa, naposledy projektom GÚDŠ z roku 1980 (Gazda et al., 1980). Fakt je, že v súčasnosti je množstvo údajov o chemickom zložení hornín, sú však nerovnakej odberovej a analytickej hodnoty, ale predovšetkým sú zamerané na územia, ktoré bolo treba hodnotiť z prospekčného hľadiska. Z toho vyplýva aj výrazne rozdielna úroveň geochemických poznatkov o jednotlivých litostratigrafických jednotkách, pričom absolútne nedostatočné sú poznatky hlavne z oblasti sedimentárnych hornín mezozoika, paleogénu a neogénu. Riešenie geochémie primárneho poľa, t.j. zloženia horninových komplexov, je nevyhnutným predpokladom na správnu interpretáciu distribúcie prvkov v sekundárnom poli z hľadiska posudzovania ich prirodzeného alebo antropogénne podmieneného pôvodu. Preto do riešenia projektu geochemického atlasu zaraďujeme aj problematiku geochémie hornín - na princípe charakterizácie hlavných litostratigrafických jednotiek - ako samostatný subprojekt. Jeho hlavné ciele sú:

a) Vytvoriť podmienky na spracovanie doterajších geochemických poznatkov vo forme jednotnej databanky údajov.

b) Z uvedeného vyplýva potreba nového vzorkovania a laboratórnych prác na doplnenie existujúcich, resp. chýbajúcich údajov o geochémii hornín

hlavných litostratigrafických jednotiek územia Slovenska (s dôrazom na sedimentárne horniny).

c) Takto spracované a nové údaje sa stanú integrálnou súčasťou textových vysvetliviek k jednotlivým častiam geochemického atlasu, pretože bez poznania geochémie hlavných horninových typov nášho územia nemožno robiť dostatočne reprezentatívne interpretácie distribúcie chemických prvkov.

d) Predpokladáme, že výsledky získané v rámci riešenia tejto časti sa stanú východiskom detailnejšieho geochemického výskumu hornín jednotlivých litostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Toto štúdium musí však byť tematické a špecializované na riešenie konkrétnych geologických problémov.

Do riešenia tejto časti sú zapojení aj geológovia PF UK a SAV. Riešenie spočíva vo vytvorení pracovných skupín pre určité horninové typy, resp. litostratigrafické jednotky, pričom tieto pracovné skupiny budú riešiť otázku rešeršných prác aj vzorkovanie pre nové chemické analýzy, ktoré vyústia do tvorby databanky údajov a do interpretačnej časti - spracovania podkladov na vysvetlivky ku geochemickému atlasu. Na riešenie úlohy boli vytvorené pracovné skupiny so zameraním na geochémiu hornín týchto celkov: granitoidy, metamorfity (kryštalinikum), ostatné paleozoikum, mezozoikum, paleogén, neogén (sedimentárny), neovulkanity, kvartér, mineralizované zóny.

Ako sme už uviedli, pre kvartér vypracujeme doplnok subprojektu úlohy a vyjadríme v ňom našu účasť na riešení geochemického mapovania vzorkovaním nivných sedimentov (overbank sediments) s detailnou profilovou geochémiou podľa projektu WEGS.

Vzorkovanie je špecifické podľa návrhu a odôvodnenia jednotlivých pracovných skupín po spracovaní rešeršných prác. Pracovné skupiny pre jednotlivé horninové celky zároveň navrhnú rozsah a charakter spracovania vzoriek z mineralogicko-petrografického hľadiska, budú riešiť aj problematiku rozsahu analytických prác, doanalyzovania existujúceho vzorkovaného materiálu a pod. Celkove sa uvažuje s odberom približne 5000 nových vzoriek na kompletnú analýzu pre potreby geochemického atlasu.

Prezentácia údajov a ich interpretácia

Podstatným výstupom tohto subprojektu bude databanka údajov. Spracované výsledky sa stanú súčasťou vysvetliviek (textová časť) ku geochemickému atlasu.

Pôdy

Pri zaraďovaní tejto časti do projektu sme vychádzali z faktu, že sa pôda aj z pohľadu medzinárodných aktivít stáva jedným z hlavných médií, ktoré sa pri regionálnom geochemickom mapovaní sledujú. Vychodí to z významného postavenia pôdy v biosfére, a preto poznanie geochémie pôdy je nevyhnutné pri akomkoľvek environmentálnom štúdiu, ako aj pri interpretácii údajov o distribúcii chemických prvkov v riečnych sedimentoch, horninách a podzemných vodách.

V súčasnosti sa v rámci pedologického výskumu realizuje rad prác zameraných na obsah škodlivých prvkov a živín v pôde. Tieto práce však nespĺňajú kritériá, ktoré z geochemického hľadiska pri zostavaní reprezentatívneho obrazu distribúcie prvkov v pôde na území celého Slovenska pokladáme za nevyhnutné. Predovšetkým ide o redšiu odberovú sieť, nevyhovujúca je škála stanovovaných prvkov, vzorky neanalyzuje jedno laboratórium a rozdielnosti sú aj vo vzorkovaných horizontoch.

Mnohé aspekty spomenutého výskumu sa však už v súčasnosti môžu na regionálne geochemické mapovanie využiť, preto sa v predkladanom subprojekte počíta s využitím pozorovacích sond zaradených do pravidelnej pozorovacej siete, resp. odkladových vzoriek z niektorých výskumov, ale celkový charakter a rozsah prác je prispôsobený požiadavkám regionálneho geochemického mapovania.

Vzorkovanie

Pri štatistickej hustote vzorkovania 1 sonda/10 km^2 sa predpokladá odber asi 4900 sond. Ale tento počet sa podľa pôdnoklimatických a geologických podmienok spresní tak, aby nevznikla zbytočná duplicita a náklady.

Z pôdoznaleckého a poľnohospodárskeho hľadiska bude okrem substrátového C horizontu treba odoberať aj vrchný humusový A horizont. Každá sonda teda bude predstavovať 2 vzorky - A a C horizont, frakcia pod 0,125 mm.

Chemické analýzy

Chemické analýzy vykoná laboratórium EL, s. r. o. Spišská Nová Ves podľa požiadaviek uvedených v časti 1.

Prezentácia údajov a ich interpretácia

Výsledky geochemického mapovania pôdy budú súčasťou vysvetlivkového textu geochemického atlasu a samostatným výstupom budú asociačné mapy výskytu anomálnych koncentrácií ekologicky významných prvkov v pôde v mierke 1:200 000. Nevylučuje sa ani zostavenie jednoprvkových máp rozličnej mierky pre potreby geochemického atlasu, ale konkrétne rozhodnutie bude možno urobiť až podľa reálneho výsledku mapovania. Výsledky mapovania bude interpretovať hlavné riešiteľské pracovisko (asociačné mapy) v spolupráci s koordinačným pracoviskom ako súčasť spracovania vysvetliviek ku geochemickému atlasu.

Lesná biomasa

Pri regionálnom geochemickom výskume predstavuje osobitný záujem chemické zloženie biomasy, jeho vzťah ku geochemickému charakteru hornín, zvetranín, pôdy a vôd, ako aj eventuálne indikácie zmien v chemizme biomasy, ktoré môžu byť dôsledkom antropogénnych vplyvov. Preto považujeme geochemický výskum biomasy za integrálnu súčasť regionálneho geochemického mapovania nášho národného územia.

Je zrejmé, že výskum chemického zloženia biomasy je z predmetného a metodického hľadiska veľmi široký a komplikovaný. V našom prípade sa zameriava iba na lesnú biomasu, ktorá je z objemového hľadiska podstatnou časťou rastlinnej biomasy na našom území.

Vzorkovanie

Vzorkovanie je zamerané na časti asimilačných orgánov a drevnej biomasy hlavných druhov lesných drevín. Pri hustote vzorkovania 1 vz./16 km^2 sa miesta odberu volia tak, aby súhlasili s miestami trvalých monitorovacích plôch v lesoch Slovenskej republiky (súčasná sieť 16 x 16 km) a aby nové plochy (pre geochemický atlas) v sieti 4 x 4 km zahusťovali monitorovaciu sieť.

Na každom odberovom mieste sa odoberá komplexná vzorka najmenej z 15 jedincov v starších porastoch vo výške 2 m, v mladších v hornej tretine koruny. Vzorky drevnej biomasy sa budú odoberať metódou vývrtov. Lesná biomasa sa vzorkuje hlavne v auguste - septembri.

Chemické analýzy

Laboratórne práce vykoná laboratórium GÚDŠ, S a N sa budú analyzovať na LVÚ Zvolen. Rozsah stanovovaných prvkov a detekčné limity použitých metód uvádza tab. 3.

TAB. 3
Analytické zabezpečenie biogeochemických prác
Analytical processing of biogeochemical samples

Prvok	Analytická metóda	Detekčný limit (ppm)	Prvok	Analytická metóda	Detekčný limit (ppm)
Al	AAS-F	1,00	K	AAS-F	5,00
As	AAS-MHS	0,05	Li	AAS-F	1,00
Ba	AAS-F	20,00	Mg	AAS-F	0,50
Be	AAS-ETA	0,02	Mn	AAS-F	1,00
Ca	AAS	5,00	Na	AAS-F	5,00
Cd	AAS-ETA	0,01	Ni	AAS-ETA	0,10
Co	AAS-ETA	0,05	P	SPFM	10,00
Cr	AAS-ETA	0,05	Pb	AAS-ETA	0,02
Cs	AAS-ETA	0,01	Rb	AAS-F	1,00
Cu	AAS-F	1,00	Sb	AAS-MHS	0,02
F	ISE	30,00	Sr	AAS-F	1,00
Fe	AAS-F	5,00	V	AAS-ETA	0,50
Hg	TMA	0,01	Zn	AAS-F	1,00

AAS-F: plameňová absorpčná spektrometria, AAS-MHS: atómová absorpčná spektrofotometria - mercur hydrid systém, AAS-ETA: atómová absorpčná spektrofotometria - elektrotermická atomizácia, TMA: Mercury trace monitor, ISE: ionovoselektívne elektródy, SPFM: spektrofotometria.

Prezentácia údajov a interpretácia výsledkov

Výsledky laboratórnych prác sa spracujú štatisticky a počítačmi a budú sa komentovať v textových vysvetlivkách geochemického atlasu a mapovo sa vyjadria v asociačných geochemicko-ekologických mapách 1:200 000 v počte a sortimente, ktorý bude závisieť od reálneho výsledku mapovania. Výsledky mapovania a laboratórnych analýz pre atlas zhodnotí a komplexné zinterpretuje hlavné riešiteľské a koordinačné pracovisko. Asociačné geochemicko-ekologické mapy zostaví riešiteľský kolektív hlavného riešiteľského pracoviska.

Rádioaktivita územia

Tento subprojekt je zameraný na regionálnu charakterizáciu rádioaktivity územia a v navrhovanom projekte predstavuje relatívne najsamostatnejšiu časť. Vyplýva to predovšetkým zo špecifickej metodiky merania parametrov rádioaktivity, ale aj z tradície výskumu rádioaktivity nášho územia. Realizačným výstupom tohto subprojektu budú mapy úhrnnej prirodzenej rádioaktivity územia a jej zložky K, U a Th.

Časový harmonogram riešenia projektu

Celý projekt je plánovaný na roky 1991 - 1995, čo znamená, že sa geochemicko-ekologické mapy mierky 1:200 000 budú zostavovať súčasne so zostavovaním atlasu máp v mierke 1:1 000 000.

Práce sa prednostne začali na liste 36 - Banská Bystrica (1:200 000). Zámerom bolo vytvoriť pracovné kolektívy, zjednotiť metodiku postupov (odber, úprava, laboratórne spracovanie vzoriek) a vytvoriť podmienky na to, aby sa mohol odskúšať počítačový program na konštrukciu jednoprvkových máp pre atlas, ako aj metodika zostavovania asociačných geochemických máp.

Roku 1991 sa však zároveň začali vzorkovacie a analytické práce aj v tých regiónoch, ktoré sa riešia v rámci úlohy Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia Slovenskej republiky v mierke 1:50 000 a ktoré sú mimo rámca listu 36 Banská Bystrica. Obdobne je zabezpečená koordinácia prác a jednotný metodický postup s úlohou Veľká Bratislava - životné prostredie. Abiotická zložka, ktorá je účelovo zameraná na rýchlu (roky 1991 - 1992) identifikáciu stavu životného prostredia bratislavskej aglomerácie za koordinácie Geocomplexu Bratislava.

Stručne možno časový harmonogram prác na navrhovanom projekte načrtnúť takto:

1991 - 1994: Vzorkovacie a analytické práce

1992 - 1993: Spracovanie listu 36 Banská Bystrica v mierke 1:200 000 na overenie metodických postupov a programu na spracovanie údajov

1995: Spracovanie údajov a vydanie geochemického atlasu s textovými vysvetlivkami, ako aj asociačných geochemicko-ekologických máp.

Organizačné zabezpečenie riešenia projektovaných prác

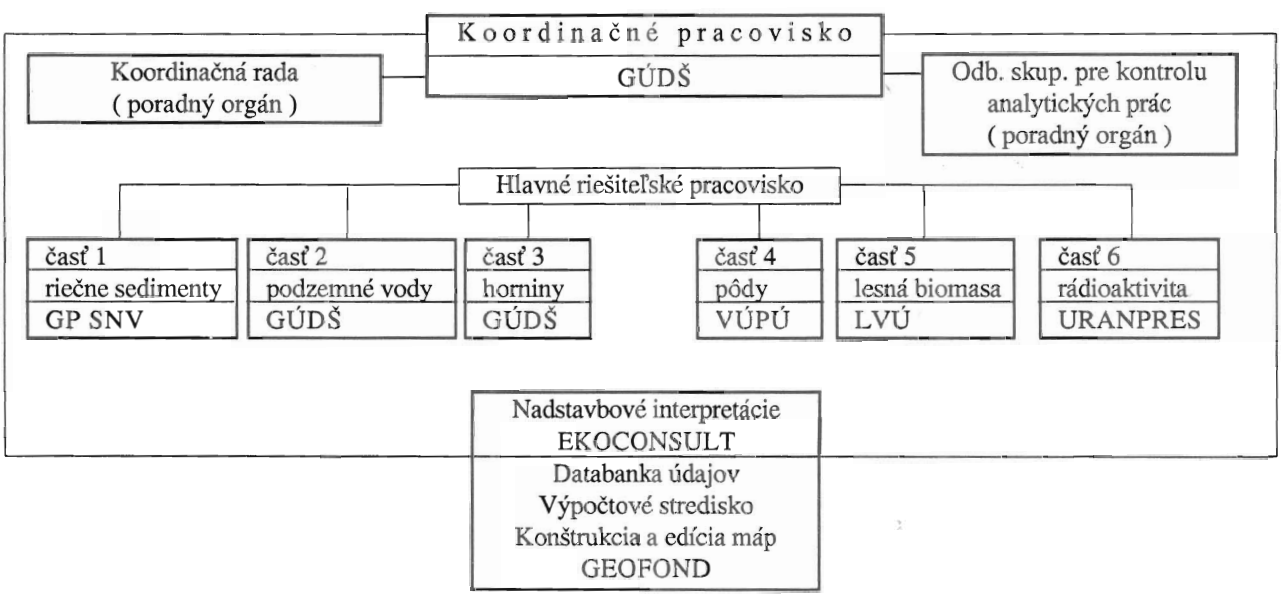
Základné črty organizačného zabezpečenia riešenia úloh v navrhovanom projekte uvádza obr. 1.

Využitie výsledkov

Zistené súhrnné informácie o geochémii základných zložiek životného prostredia sú nevyhnutné pre riadiace a rozhodovacie orgány v oblasti ekológie, ochrany životného prostredia, urbanistiky, vodného hospodárstva, poľnohospodárstva, potravinárstva, hygieny a pod.

Konkrétny prínos riešenia vidíme v nasledujúcom:

- Stanovia sa fónové hodnoty koncentrácie chemických prvkov v hlavných zložkách životného prostredia a ich plošná distribúcia na národnom území.
- Výsledky umožnia relatívne presne zhodnotiť úroveň kontaminácie hlavných zložiek životného prostredia.



Vysvetlivky : GÚDŠ - Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; GP SNV - Geologický prieskum, š.p., Spišská Nová Ves; VÚPÚ - Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Bratislava; LVÚ - Lesnícky výskumný ústav Zvolen; URANPRES - Uranpres, š.p., Spišská Nová Ves; GEOFOND - Geofond Bratislava.

- Výsledky geochemického mapovania umožnia oveľa efektívnejšie zhodnotiť výskum v oblasti geomedicíny, resp. geohygieny (regionálny výskyt chorôb vo vzťahu ku geochemickým provinciám, resp. zónam kontaminácie), v poľnohospodárstve a potravinárstve (úrodnosť pôdy, ochrana pôdy, stopové prvky v potravinovom reťazci a pod.), lesnom hospodárstve (zisťovanie príčin degradácie lesnej pôdy a porastu), vodnom hospodárstve (regionálny pohľad na distribúciu vodohospodársky významných zložiek v podzemnej vode).

Výsledky zároveň už v priebežnom štádiu riešenia poslúžia na oveľa efektívnejšie zameranie novokoncipovaných výskumov v uvedených odborných smeroch.

- Geochemické mapy a databanky údajov budú významným podkladom pre riadiacu a rozhodovaciu činnosť územných a prierezových orgánov v problematike ekológie a ochrany životného prostredia.

- Nezanedbateľnou stránkou výstupu vykonaných geochemických prác bude (hlavne v prípade riečnych sedimentov a podzemných vôd) aj ich prospekčný význam, spočívajúci v možnosti exaktného riešenia metalogenetickej charakteristiky nášho národného územia.

- Veľký význam budú mať výsledky geochemického mapovania z medzinárodného hľadiska, lebo umožnia objektívne zhodnotiť pozíciu nášho územia v regionálnych geochemických schémach ako z prospekčného pohľadu, tak aj z hľadiska kontaminácie územia v širšom regionálnom pohľade.

Predkladateľ projektu zabezpečí koordináciu a nadstavbovú ekologickú interpretáciu výsledkov projetu s výsledkami štúdia stopových a toxických prvkov v ostatných smeroch výskumu (ovzdušie, potravinový reťazec, hygiena a pod.), čo výrazne zvýši význam výsledkov aj ich bezprostrednú využiteľnosť.

Nadstavbová interpretácia je zabezpečená v rámci kooperácie s firmou Ekoconsult prostredníctvom čiastkovej výskumnej úlohy Využitie výsledkov geochemického výskumu v optimalizácii životného prostredia Slovenskej republiky.

Cieľom je na základe širšieho spektra poznatkov z ekológie, krajinotvorby, urbanizmu, hygieny prostredia a iných vedných disciplín spracovať nadstavbovú ekologickú interpretáciu výsledkov geochemického výskumu pre potreby tvorby, ochrany a celkovej optimalizácie životného prostredia na Slovensku.

Záver

Rozsahom a špecifickým charakterom výskumu predstavuje prezentovaný projekt mimoriadne náročnú úlohu.

V zásade ju možno splniť existujúcou laboratórnou a technickou bázou rezortu Slovenského geologického úradu, ale počas riešenia bude treba inovovať laboratórnu bázu a zabezpečiť medzinárodné analytické štandardy a chemikálie z dovozu nevyhnutné na dodržanie medzinárodne uznávaných kvalitatívnych parametrov laboratórnych prác. Do tejto položky zaraďujeme aj požiadavku na zabezpečenie hardwaru a softwaru nevyhnutných na riešenie projektu. To je v súčasnosti zaistené úzkou spoluprácou koordinačného pracoviska riešiteľských organizácií a Geofondu.

Oprávnene možno predpokladať, že realizáciou úloh, ktoré sú cieľom takto komplexne postaveného projektu, slovenská geológia významne pomôže riešiť environmentálne problémy Slovenska a zároveň sa dosiahne pokrok v poznaní geologickej stavby nášho územia, pretože geochemické poznatky sú jej nevyhnutnou (aj keď doteraz často obchádzanou) súčasťou.

Význam tejto úlohy rastie aj v súvislosti s vývojom medzinárodnej situácie, v ktorej otázky ekológie a ochrany životného prostredia majú pri hodnotení štátov v celkovom kontexte politických a hospodárskych vzťahov dôležité miesto.

Poďakovanie. Na príprave projektu sa zúčastnil rad odborníkov z rozličných inštitúcií, najmä RNDr. I. Matula z Geologického prieskumu Spišská Nová Ves, prof. RNDr. D. Hovorka, DrSc., z geologického ústavu PF UK Bratislava, RNDr. M. Ingr, CSc., a RNDr. D. Jadroň, CSc., z IGHP Žilina (teraz INGEO), RNDr. H. Smolárová a RNDr. P. Čížek z Uránového prieskumu, závod Spišská Nová Ves (teraz URANPRES), Ing. B. Maťkovská, CSc., a RNDr. D. Kubíny z Výskumného ústavu lesného hospodárstva (teraz Lesnícky VÚ) vo Zvolene, RNDr. J. Lexa, CSc., a RNDr. I. Modlitba, CSc., z Geologického ústavu Dionýza Štúra, a mnohí ďalší. Všetkým ďakujeme za to, že pomohli zostaviť a realizovať projekt.

Osobitná vďaka patrí pracovníkom Slovenského geologického úradu v Bratislave za pochopenie a podporu pri príprave a realizácii projektu.

Literatúra

Darnley, A. G. 1990: International geochemical mapping: a new global project. *J. Geochem. Explor., Elsvier Sci. Publish. B. V., Amsterdam, 39, 1 - 13.*

Demetriades, A., Ottesen, R. T. & Bogen, J. 1990: Definitions of overbank and active stream sediment. *In: Geochemical Mapping of Western Europe towards the Year 2000. Project Proposal. Western European Geological Surveys Working Group on Regional Geochemical Mapping: App. Rep. 1, August 1990.*

Gazda, S., Gubač, J., Kantor, J. & Lexa, J. 1980: Geochemický výskum a izotopová geológia vybraných oblastí SSR. Projekt rezortnej výskumnej

úlohy za roky 1981 - 1985. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 75.*

Geochemical Mapping of Western Europe towards the Year 2000. *Project Proposal. Western European Geological Surveys Working Group on Regional Geochemical Mapping. August 1990.*

Lahermo, P., Ilmasti, M., Juntunen, R. & Taka, M. 1990: The Geochemical Atlas of Finland, Part 1. The Hydrogeochemical mapping of Finnish Groundwater. Helsinki - Espoo, *Geol. Surv. Finland.*

Ottesen, R. T., Bogen, J., Bolviken, B. & Volden, T. 1989: Overbank sediment: a representative sample medium for regional geochemical mapping. *In: S. E. Jennes et al. (Eds.): Geochemical Exploration 1987. J. Geochem. Explor., 32, 257 - 277.*

Remenárová, D. & Klaučo, S. 1986: Metodika koordinácie sledovania kvality podzemných vôd na Slovensku. *Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, November 1986.*

Thalmann, F., Schermann, O., Schroll, E. & Hausberger, G. 1989: Geochemischer Atlas der Republik Österreich. Textteil. *Geol. Bundesanstalt, Wien.*

Vrana, K. et al. 1991: Výskum geologických faktorov životného prostredia. Vedecko-technický projekt na r. 1991 - 1995. *GÚDŠ Bratislava.*

Investigations of geological factors of environment - a prospective program of Slovak geology

The project named Investigations of the geological factors of the environment is aimed at the solution of most actual problems in creation and protection of environment in Slovakia. Coordinating institution of the project is the D. Štúr Institute of Geology in Bratislava and 10 further institutions acting in natural sciences are participating in the realization of some from three partial tasks.

The first partial task represents the compilation of a geochemical atlas of the territory of Slovak republic in 1:1 mil. scale and associative geochemical - ecological maps in the 1:200 000 scale during the years 1991 - 1995. Investigations are concentrated onto the evaluation of contents and distributions of chemical elements including the toxic ones in stream sediments, groundwaters, rocks, soils and forest biomass. The evaluation will include also total radioactivity of the territory with single contributing elements to it.

In the frame of second task a set of maps representing geological factors of the life environment in Slovakia will be compiled setting out from regional geological maps in 1:50 000 scale. The complete set will be composed of the following partial maps: geological map, map of mineral resources and forecasts, map of natural radioactivity, pedological map, map of geochemical reactivity of rocks, hydrogeological map, map of groundwater quality, geochemical map and a multi-component engineering geological map aimed at complex evaluation of interactions between the technogenetic sphere and geological environment. The geological map together with the map of mineral resources and forecasts are compiled independently in partial scientific projects of the D. Štúr Institute of Geology. During the first stage of realization (1991 - 1993) the following partial regions of Slovakia are under investigation: Upper Nitra river, Low Tatra Mts., Hornád Basin with the Eastern Slovak Ore Mts., Žiar Basin and the Banská Štiavnica area and the Malá Fatra Mts. with the adjacent basins.

The third partial tasks planned in 1991 - 1992 is aimed at investigations and forecasts of engineering geological properties of rocks and that of the geological environment in respect to their optimum use. The task is to give detailed description and identification of features and processes characterizing interactions between the geological environment and the works and products of human activity.

In view that namely the first task (Geochemical atlas of Slovakia) represents a newly created goal, a more detailed description is given in the paper.

Geochemical atlas of Slovakia with geochemical and ecological mapping in 1:200 000 scale

Project of this partial task is aimed at the compilation of a geochemical atlas made of maps of single chemical elements and radioactivity in the territory of Slovak republic in 1:1 000 000 scale. The investigated elements are Al, As, Ba, Be, Ca, Ce, Co, Cd, Cs, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, Tl, V, W, Y, Zn and Zr in rocks, stream sediments, groundwaters, soils and forest biomass. The evaluation includes also the total radioactivity of the territory and their partial element concentration (K, U, Th). The second goal is the compilation of association maps of anomalous concentration of ecologically significant elements (namely Cd, Hg, Cr, Mn, Sb, As, Sc, Tl) in 1:200 000 scale. The set of selected elements will be to a certain extent modified for single sampled media (Tab. 1 - 3). The project is under realization during 1991 - 1995 (including the complete termination and map printing of the atlas and single association maps). Research is made beside the coordinating institution (D. Štúr Institute of Geology) also by further institutions acting in geological and natural science research.

Control of analytical processing is made within the entire project by an independent group of scientist appointed by the coordinator what will enable to use internationally acknowledged criteria for the control of analytical results during the entire realization. This will continue the activity of the working group established for Analytical methods: within the frame of IGCP Project No. 259 (International geochemical mapping). The task of this group will be also the interconnection and control of analytical methods with that of projects realized by other institutions which have relation to the indicated tasks.

Obtained data will be digitalized and processed by computers. The hardware and software base is realized in cooperation of D. Štúr Institute of Geology with Geofond Bratislava.

The significant output of this project will be hence a geochemical database. The processed data will be included into Explanations to the Geochemical atlas (report) as two

independent parts (stream sediments and groundwaters) where also the other analytical results will be collected (lithogeochemical and biogeochemical results).

The interpretation of results will be made by the group of authors from the coordinating and cooperating institutions. This will be based on compiled maps with detailed mathematical statistic processing of geochemical data. Beside the geological, metallogenetic as well as geochemical and ecological evaluation, results will be interconnected by an interpreting part with indicated knowledge on chemical element presence in environment obtained in the frame of other specialized research (atmosphere, preventive medicine, food production and others).

Use of results

Obtained complex data on the geochemistry of basic components of environment are indispensable for the purposes of administrative and decision making institutions in ecology, environment protection, urban planning, water management, agriculture, food industry, hygienic and others. The special goals are namely in the following:

- Background values of chemical element concentrations will be established in main components of the environment together with their areal distribution in the Slovak territory.
- Results will enable to give relatively accurate values of contamination in single environmental components.
- Results of geochemical mapping will allow more effective evaluation of results in geomedical or geohygienical sciences (regional) occurrence of diseases in relation to geochemical provinces or contamination zones), in agriculture and food production (soil fertility and protection, trace elements in the food chain etc.), forestry (establishment of causes of forest and forest soil degradation), as well as in water management (regional distribution of significant features in groundwaters for water management).

Results will allow already during the realization a more efficient establishment of tasks for newly realized research in the indicated scientific areas.

- Geochemical maps and the database will be important base of administration and decision making in both territorial and specialized administrative institutions for ecology and environment protection.
- Significant contribution of results in geochemical mapping will be (namely for river sediments and groundwater) in their meaning for mineral prospection namely that allowing an exact metallogenetic characterization of the territory of Slovakia.
- Great significance will have the results of geochemical mapping also from international point of view because they will allow to give objective evaluation of our territory in regional geochemical schemes in view of prospection as well as in the view of territorial contamination.

AKTIVITA SGS

Geotermálne vody v Liptovskom Trnovci a Liptovskej Kokave

A. Remšík

Geotermálne vody v Liptovskom Trnovci a Liptovskej Kokave zistil geotermálny vrt ZGL-2/A a ZGL-3.

Vrt ZGL-2/A (Liptovský Trnovec), hlboký 2500 m, prevŕtal sedimenty kvartéru (0 - 4 m), paleogénu (do 1625 m) a triasu chočského príkrovu (do 2500 m - dolomity, vápence, lunzské vrstvy).

Geotermálne vody sa viažu na triasové dolomity a vápence. Výdatnosť vrtu pri voľnom prelive (produkčný interval 1624,5 - 2486,0 m) bola 38 - 41 l/s, hydrodynamický tlak 0,235 - 0,240 MPa a teplota vody 60,7 °C. Statický tlak na ústí vrtu predstavuje 0,66 MPa. Ide o vodu meteorického pôvodu Ca-Na-Mg-HCO_3-SO_4 typu s mineralizáciou 4,7 g/l. Hydraulické vlastnosti kolektorov charakterizuje koeficient priepustnosti k_p = 2,074.10^{-13} m^2 a koeficient filtrácie k_f = 4,880.10^{-6} m/s. Geotermický gradient (hĺbkový interval 0 - 2500 m) predstavuje 30,4 °C/km a zemský tepelný tok 63,8 mW/m^2.

Vrtom overený tepelnoenergetický potenciál zdrojov geotermálnej energie (technicky využiteľný TEP) predstavuje 5,893 MW, čo zodpovedá prognóznym zdrojom 31 l/s pri využití teploty vody z 60,7 °C na 15 °C (referenčná teplota). Voda vytvára inkrust.

Vrt ZGL-3 (Liptovská Kokava), hlboký 2373 m, prevŕtal sedimenty kvartéru (25 m), paleogénu (do 1340 m), triasové dolomity a vápence krížňanského príkrovu (do 2336 m) a triasové kremence tatrika (do 2373 m).

Geotermálne vody sa viažu na triasové vápence, menej na dolomity. Čerpacou skúškou (15 dní) sa zistila výdatnosť 20 $l.s^{-1}$ (produkčný interval 1946 - 2365 m) a teplota vody 43,5 °C. Statická hladina vody je v hĺbke 59,6 m pod terénom. Ide o vodu meteorického pôvodu chemického typu Ca-Mg-HCO_3-SO_4 s mineralizáciou 4,4 - 4,8 $g.l^{-1}$. Voda vytvára inkrust.

Hydraulické vlastnosti kolektorov charakterizuje koeficient absolútnej priepustnosti T_p = 1,05.10^{-10} m^3, koeficient priepustnosti kp = 9,05.10^{-13} m^2 a koeficient filtrácie k_f = 1,57.10^{-5} $m.s^{-1}$.

Geotermický gradient (hĺbkový interval 0 - 2365 m) predstavuje 17,8 °C.km^{-1} a zemský tepelný tok 44 mW.m2.

Vrtom overený tepelnoenergetický potenciál zdrojov geotermálnej energie (technicky využiteľný TEP) predstavuje 2,42 MW, čo zodpovedá prognóznym zdrojom 20 $l.s^{-1}$ pri využití teplotného spádu 29 °C (na referenčnú teplotu 15 °C).

AKTIVITA SGS

Minerálne a geotermálne vody v Bešeňovej

O. Franko

Roku 1960 sa v Bešeňovej zaevidovalo 29 prameňov minerálnej vody s výdatnosťou 0,03 - 90 l/min (spolu 2,76 l/s) a s teplotou 10 - 23 oC (Tkáčik et al., 1963). Počas výstavby priehrady Liptovská Mara a vodnej nádrže v Bešeňovej bola preložená železničná trať Žilina - Košice. Jej preložka sa zarezala do úpätia kopca Drienok, čím viaceré pramene zanikli. Roku 1969 sa zaevidovala 17 prameňov (vznikli 3 nové, 15 starých zaniklo) so sumárnou výdatnosťou 3,9 l/s a s teplotou 9,9 - 23,7 ^{o}C.

Hydrogeochemické typy minerálnej vody v Bešeňovej

Typ	Hĺbka Vrt (m)	Litolog.-stratigraf. jednotky Tektonické jednotky	Palmer-Gazd. indexy	SO_4 (g/l)	M (g/l)
4	78,5 - 182,8 BEH-1	bazálne zlepence, Pg dolomity *str.* tr. choč. pr.	A_2=61,4 - 68,3 $S_2(SO_4)$=15,8 - - 26,7	0,611 - 0,809	3,38 - 3,59
3	419,6 - 420,6 BEH-1	slienité váp. kriedy - jury kríž. pr. (porucha)	A_2=47,66 $S_2(SO_4)$=45,50	1,170	3,52
2	1390 - 1510 ZGL-1	dolomity a váp. str. a vrch. tr. keuper vrch. tr. kríž. gr.	$S_2(SO_4)$=68,13 - - 68,40 A_2=25,97 - 26,26	1,416 - 1,427	2,86 - 2,91
1	1730 - 1897 ZGL-1	dolomity str. tr. kríž. gr.	A_2=59,7 - 69,37 $S_2(SO_4)$=26,98 - - 35,36	0,867 - 0,991	3,13 - 4,54

Minerálne vody sa viažu na bešeňovský hrast, ktorý zo S a J obmedzujú pozdĺžne zlomy prebiehajúce údolím Váhu (pokračovanie zlomov obmedzujúcich pri Ružomberku ostrov mezozoika uprostred paleogénu - kopec Mních) a priečne zlomy sj. smeru. Z V je to zlom v údolí Kľačianky a zo Z zlom v údolí Lupčianky. Vody vyvierajú v aluviálnej nive Váhu a z travertínu na kopci Záskalie a Drienok. Celá výverová oblasť, spresnená plynometriou a termometriou, má dĺžku 1,8 km a šírku 1,2 km (rozloha 2,16 km^2). Z toho travertín zaberá rozlohu v dĺžke 1,7 km a šírke 0,5 km (0,85 km^2).

V rokoch 1973 - 1974 sa v rámci výskumu minerálnych vôd Liptovskej kotliny realizoval 450 m hlboký hydrogeologický vrt BEH-1 (Franko et al., 1979). Overil geotermálne vody bazálnych paleogénnych brekcií v hĺbke 78,5 - 96 m (10 l/s, 25 ^{o}C, 0,25 MPa), triasových dolomitov chočského príkrovu v hĺbke 96,0 - 219,7 m (spolu s prvým prítokom 20 l/s, 28 ^{o}C) a poruchy v slienitých vápencoch spodnej kriedy až vrchnej jury v hĺbke 419,6 - 420,6 m (21 l/s, 34 ^{o}C, 1,0 MPa).

V rokoch 1986 - 1987 sa v rámci výskumu geotermálnych zdrojov Liptovskej kotliny v Bešeňovej realizoval 1987 m hlboký geotermálny vrt ZGL-1 Liptov (Fendek, Bodiš et al., 1988). Overil geotermálne vody triasových dolomitov krížňanského príkrovu v hĺbke 1255 - 1987 m v množstve 27 l/s, s teplotou 61,5 ^{o}C a tlakom na hlave vrtu 1,341 MPa. Ložisková teplota vody v hĺbke 1987 m je 69 ^{o}C, hodnota geotermického gradienta 31,9 ^{o}C/km a tepelného toku 76,9 mW/m^2. Bod evázie plynov je v hĺbke 162 m. Maximálna hodnota súčtu termoliftu a gazliftu je 0,462 MPa, čo je z celkovej nameranej depresie 1,349 MPa asi 34 %. Koeficient absolútnej priepustnosti karbonátov Tp má hodnotu 5,15 .10-12 m^3 (T = 1,162.10^{-4} m^2/s, kp = 3,815.10-14m^2, kf = 8,613.10^{-7} m/s).

Obidva vrty vo vertikálnom profile zistili štyri typy vody.

Z tabuľky vidieť, že sa prvé tri typy tvoria v krížňanskom príkrove a štyri v chočskom. Najhlbší typ je v priemere výrazný A_2, nad ním výrazný $S_2(SO_4)$ - sírany z keuperu, na poruche prechodný A_2 - $S_2(SO_4)$ - vzniká zmiešaním prv uvedených pri prúdení po poruche k povrchu (pozri hodnoty hydrostatického tlaku na hlave vrtov) a najvrchnejší je v priemere výrazný A_2 s podielom SO_4 zložky z 3. typu (v triasových dolomitoch chočského príkrovu niet sadrovcov a anhydritov). Hydrogeochemická rôznorodosť minerálnych prameňov v Bešeňovej (t = 11 - 24 ^{o}C, M = 3,0 - 4,3 g/l, $S_2(SO_4)$ = 23 - 40 mmol %) je výsledkom rozvetvených výstupových ciest a ovplyvnenia nízkomineralizovanými vodami plytkého obehu. Táto rôznorodosť chemického zloženia vody prameňov spolu s bakteriálnymi a geochemickými podmienkami vo výveroch a odtokoch vody z nich podmienili vznik rôznofarebného travertínu. Exploatácia geotermálnej vody z vrtu ZGL-1 neovplyvní tvorbu známeho zlatožltého bešeňovského travertínu. Podobne neovplyvní termálnu vodu v Lúčkach, lebo sa neviaže na štruktúry v kotline, ale na štruktúru v Chočských vrchoch (Kullman a Zakovič, 1974).

Mineralia slovaca, 24 (1992), 453 - 460

Prvý výskyt ropy v slovenskej časti podunajskej panvy

ONDREJ FRANKO[1], DIONÝZ VASS[1], JURAJ FRANCŮ[2], MIROSLAV KRÁL[3], MIROSLAV PERESZLÉNYI[4] a JÁN MILIČKA[5]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 804 17 Bratislava
[2]Český geologický ústav, pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno
[3]Geocomplex, a. s., Geologická 18, 825 52 Bratislava
[4]Výskum a vyhľadávanie ropy a plynu, Votrubova 11/a, 825 05 Bratislava
[5]Katedra geochémie PFUK, Mlynská dolina 6, 842 15 Bratislava

(Doručené 6. 1. 1992)

First occurrence of oil in the Slovak part of the Danube lowland

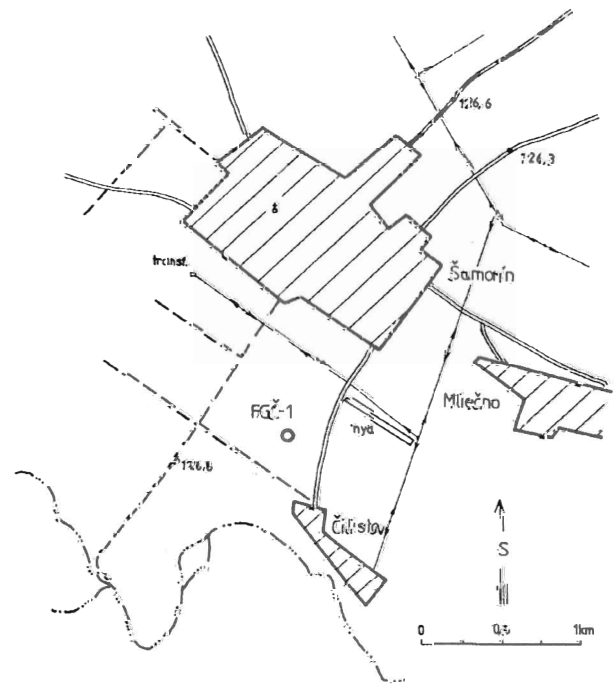
Water inflow with light oil content has been stated in FGČ-1 drilling near Čilistov, SE from Bratislava in 1.731 - 1.608 m depth. The inflow is from collectors in the lowermost part of the Beladice Formation (Pontian) and in upper part of the Ivánka Formation. The occurrence is allochtonous and the oil associating with natural gas migrated into the trap located in the overlier of the western flank of Hlohovec horst from greater depth, most probably from the central part of the Gabčíkovo depression. The oil is very mature and without significant biodegradation probably originating in the stage of condensate generation in 4.000 - 5.000 m depths. Mother rocks are probably marine pelites of Middle Miocene age but also layers rich in organic matter present in lacustrine and palustrine sediments of the Ivánka Formation (Pannonian). The water inflow with oil content had 11.0 $l.s^{-1}$ yield from which the share of oil was 0.002 $l.s^{-1}$.

Úvod

V rámci geotermálneho programu Geologického ústavu D. Štúra sa v gabčíkovskej depresii (centrálna depresia podunajskej panvy) v rokoch 1978 - 1979 realizoval vrt pri Čilistove na J od Šamorína (obr. 1). Overoval hydrogeotermálne pomery v JZ časti depresie. Po dosiahnutí hĺbky 2500 m sa vrstvy piesku vo vymedzených úsekoch hydrodynamicky odskúšali a v hĺbke 1731 - 1409 m sa vo vode zistila prítomnosť ropy (Franko et al., 1981). Neskôr sa prítok ropy lokalizoval do úseku 1731 - 1608 m (obr. 3).

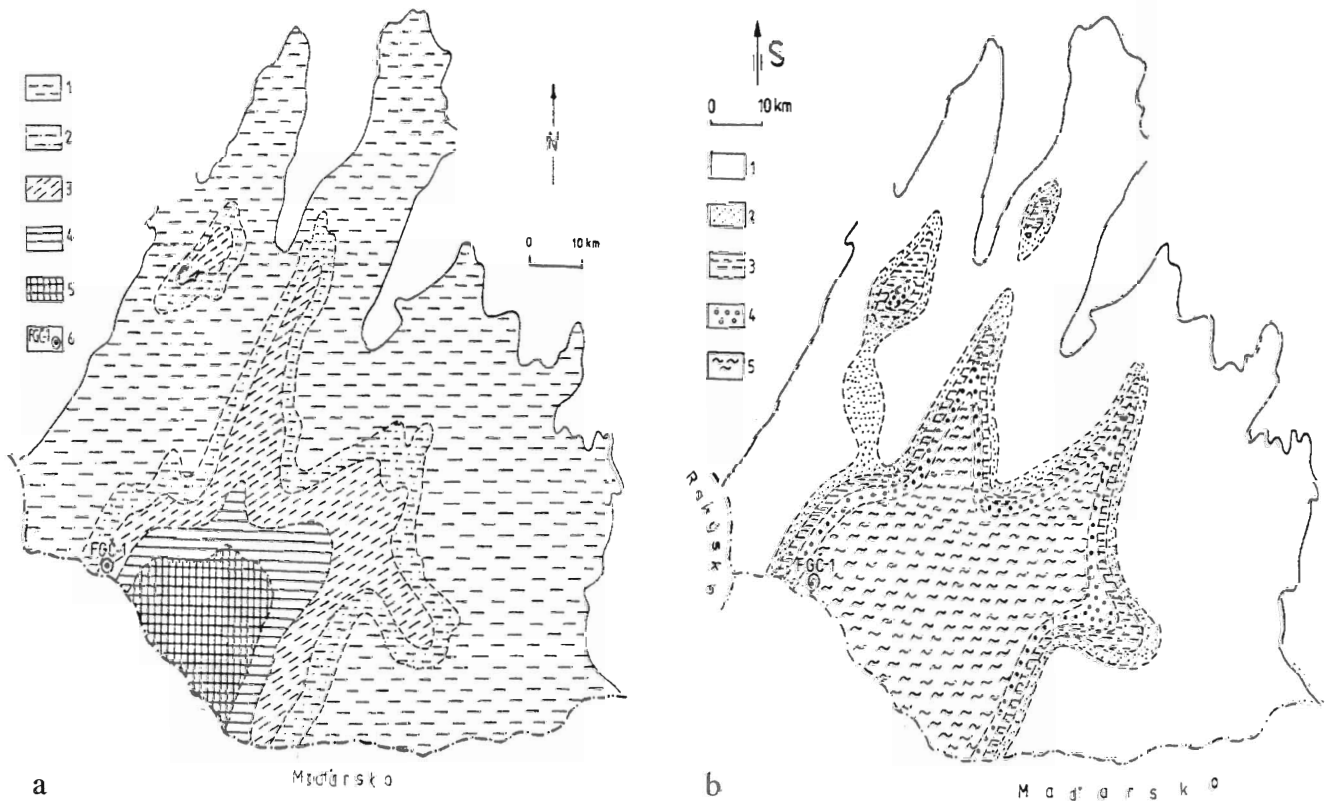
Štruktúrna pozícia vrtu

Vrt FGČ-1 bol situovaný v západnej, splyčňujúcej sa časti gabčíkovskej depresie. V podloží panómu možno očakávať pokračovanie stredomiocénnych zlomových štruktúr, najmä blatnianskej priehlbiny a hlohovského hrastu (obr. 4). Sarmatské sedimenty navŕtané v hĺbke 2300 - 2500 m sú s týmito štruktúrami geneticky späté. Zlomové štruktúry, najmä tam, kde sa priestorovo kryjú s gabčíkovskou depresiou, vznikli ako následok termálneho rozpínania kôry s následným roztváraním stredomiocénneho sedimentačného priestoru a subsidenciou kontrolovanou zlomami (tektonická fáza subsidencie). Počas vrchného miocénu začala termálna anomália, ktorá vyvolala



Obr. 1. Situácia geotermálneho vrtu FGČ-1 Čilistov.
Fig. 1. Localization of the FGČ-1 Čilistov geothermal drilling.

roztahovanie kôry, chladnutí. Roztahovanie vystriedala kontrakcia, tektonickú fázu subsidencie termálna fáza prejavujúca sa brachysynklinálnym prehýbaním a podradnou aktivitou normálnych zlomov.



Obr. 2a. Zóny zrelosti potenciálnych materských hornín na úrovni bázy neogénu podunajskej panvy. Schéma je zostavená Lopatinovo-Waplesovou metódou (TTI). *Zóny zrelosti:* 1 - nezrelá, 2 - rané štádium, 3 - hlavná fáza tvorby uhľovodíkov, 4 - zóna krakovania, 5 - zóna *suchého plynu*, 6 - vrt.

Obr. 2b. Zóny zrelosti potenciálnych materských hornín na úrovni bázy neogénu podunajskej panvy. Schéma zostrojená s využitím programu Yukler PC a predstavuje kinetický model zrelosti organickej hmoty v panve. Zóny zrelosti: 1 - nezrelá, 2 - rané štádium, 3 - hlavná fáza tvorby uhľovodíkov, 4 - zóna krakovania, 5 - zóna suchého plynu.

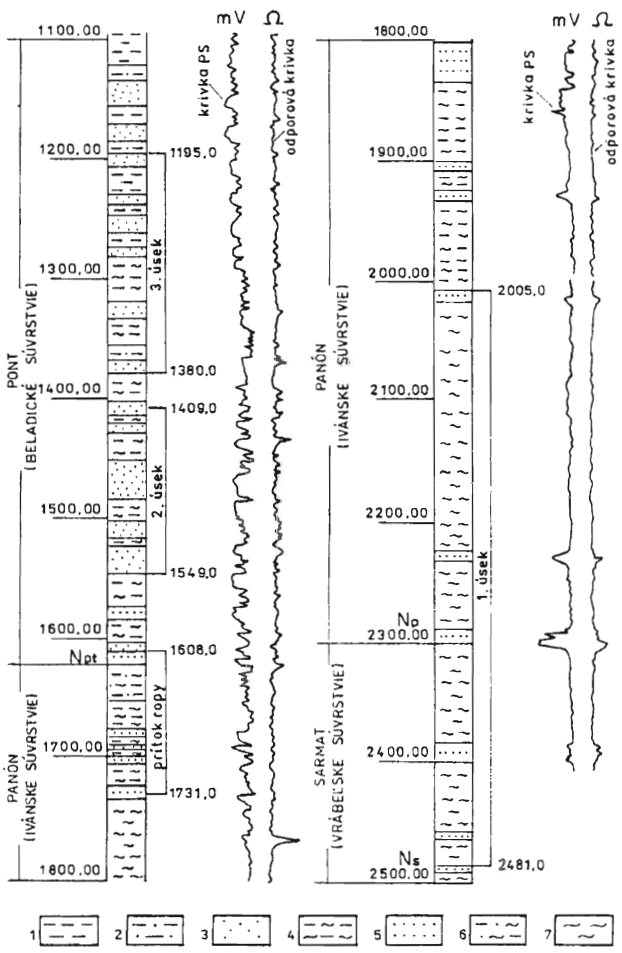
Fig. 2a. Zones of mother rock maturation on the level of Neogene base in the Danube basin. The scheme is compiled using the Lopatin-Waples (TTI) method. Maturation zones: 1 - immature, 2 - early stage, 3 - main phase of hydrocarbon generation, 4 - zone of cracking, 5 - zone of dry gas, 6 - the FGČ-1 drilling site.

Fig. 2b. Zones of potencial mother rock maturation on the level of Neogene base in the Danube basin. The scheme is compiled using the Yukler PC programme and represents kinetic model of organic material maturation in a basin. Maturation zones: 1 - immature, 2 - early stage, 3 - main phase of hydrocarbon generation, 4 - zone of cracking, 5 - zone of dry gas.

Hydrogeochemická charakteristika kolektorských hornín

Vrt prenikol cez litostratigrafické a chronostratigrafické jednotky podunajskej panvy počínajúc kvartérom a končiac vrchnou časťou vrábeľského súvrstvia sarmatského veku (obr. 3).

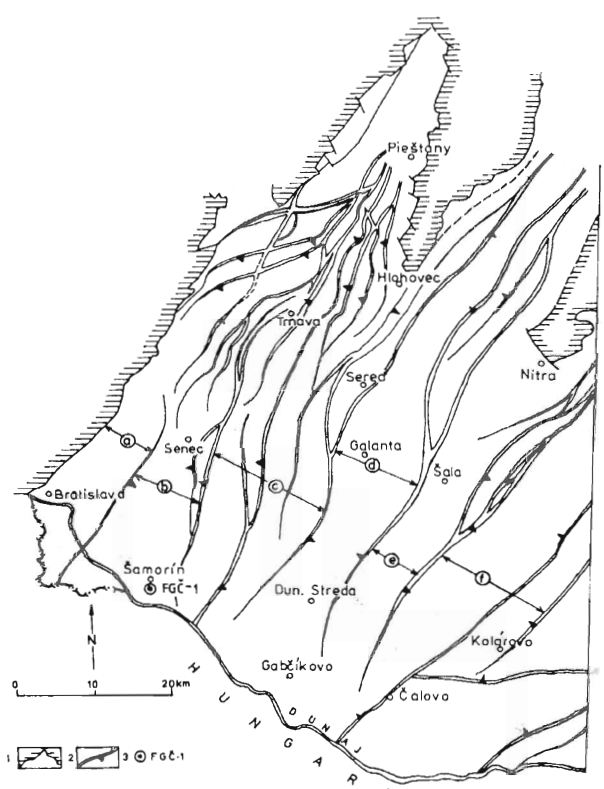
Vo vrte sa hydrodynamicky odskúšalo päť úsekov v hĺbke 2481 - 1195 m. Pri skúške úseku v hĺbke 1731 - 1409 m sa vo vode zistila ropa. Skúška tohto úseku trvala 14 dní. Z 11,0 l/s bolo 0,002 l/s ropy, čo po prepočte za 14 dní zodpovedá 2,4 m^3. Zistilo sa, že ropa pochádza z najspodnejšieho pontu a vrchného panónu z hĺbky 1731 - 1608 m (obr. 3). Ložisková teplota ropy bola 64 - 68 °C.



Obr. 3. Časť geologického profilu geotermálneho vrtu FGČ-1 Čilistov. 1 - íl, 2 - piesčitý íl, 3 - piesok, 4 - ílovitý slieň s premenlivým obsahom piesku, 5 - pieskovec, 6 - striedanie piesčitého ílu a piesčitého slieňa,7 - slieň.

Fig. 3. Part of geological profile of the FGČ-1 Čilistov geothermal drilling, 1 - clay, 2 - arenaceous clay, 3 - sand, 4 - argillaceous marl with fluctuating arenaceous admixture, 5 - sandstone, 6 - alternating arenaceous clay and arenaceous marl, 7 - marl.

Z tab. 1 a 2 vidieť, že iba voda z úseku 2481 - 2005 m, pochádzajúca zo sarmatu a spodnej časti panónu, je reliktnou morskou vodou metamorfovanou v systéme voda - hornina (S_1/Cl/ = 85,44; CH_4 = 7,29). V období sarmatu prevládalo brakické sedimentačné prostredie so salinitou 22 - 16,5 ‰ (Ondrejičková in Franko et al., 1981), z čoho možno usudzovať, že celkové chemické zloženie geotermálnej vody je viac-menej v súlade s ňou (M = 14,988 g/l). Voda z ostatných úsekov, viazaná na sedimenty pontu, predstavuje infiltračnú degradovanú synsedimentárnu vodu (A_1 = 69,81 - 66,81; CH_4 klesá z 5,41 na 2,62). K obsahu plynov vo vode treba dodať, že v separovanom plyne z prvých troch úsekov prevláda CH_4 (69,94 - 54,37 obj. %) a v posledných dvoch N_2 (56,44 - 42,84 obj. %).



Obr. 4. Základné strednomiocénne štruktúrne jednotky západnej časti podunajskej panvy a situácia vrtu FGČ-1 (podľa Pěničkovej a Dvořákovej in Gaža et al., 1985). 1 - okraj panvy, 2 - zlomy, 3 - vrt; a - bratislavské vysoké kryhy, b - blatnianska priehlbina, c - hlohovský (inovecký) hrast, d - rišňovská priehlbina, e - nitriansky hrast, f - komjatická priehlbina.

Fig. 4. Main structural units of Middle Miocene age in the western part of the Danube basin and the localization of the FGČ-1 Čilistov geothermal drilling (after Pěničková and Dvořáková in Gaža et al., 1985). 1 - basin margin, 2 - fault, 3 - drilling; a - Bratislava high block units, b - Blatné depression, c - Hlohovec - Inovec horst structure, d - Rišňov depression, e - Nitra horst, f - Komjatice depression.

TAB. 1
Odskúšané úseky vo vrte FGČ-1 Čilistov
Tested intervals in the FGČ-1 Čilistov drilling

Hĺbka úseku (m)	Výdatnosť Q (l/s)	Teplota vody - t (°C)	pH	Mineralizácia - M (g/l)	mval % $\frac{S_1(Cl)}{S_1(SO_4)}$	mval % $\frac{A_1}{A_2}$	$\frac{rHCO_3}{rCl}$	$\frac{rNa}{rCl}$
2481 - 2005	0,13	17,00[1] / 85,00	7,10	14,988	85,44 / 0,59	8,23 / 3,43	0,163	1,088
1731 - 1409	11,00	56,00	7,70	8,730	31,99 / 0,09	66,81 / 1,08	2,122	2,988
1549 - 1409	14,40	55,00	7,70	8,766	30,33 / 0,11	68,45 / 1,04	2,293	3,162
1386 - 1195	7,30	47,50	7,70	6,036	28,39 / 0,16	69,81 / 1,59	2,515	3,364
1549 - 1195	15,00	53,50	7,55	6,954	30,98 / 0,11	67,56 / 1,33	2,223	3,082

[1]17,0 °C - povrchová teplota zodpovedá malej výdatnosti, 85,0 °C - rezervoárová teplota

TAB. 2
Zloženie rozpustných plynov
Composition of dissolved gases

Hĺbka úseku (m)	Zloženie rozpustnej plynnej fázy (obj. %) CH_4	N_2	O_2	CO_2	Fázový pomer plyn - voda
2481 - 2005	7,29	7,24	0,22	85,24	1,000
1731 - 1409	5,41	3,24	0,27	91,08	1,120
1549 - 1409	2,72	2,32	0,30	94,66	0,539
1380 - 1195	2,62	3,33	0,22	93,82	0,355
1549 - 1195	1,95	3,15	0,21		

Z uvedeného vychodí, že piesok beladického súvrstvia (pont) nie je vhodnou pascou na akumuláciu ropy (rHCO/rCl = 2,122 - 2,515), ale piesok ivánskeho a vrábeľského súvrstvia (panón a sarmat; $rHCO_3/rCl$ = 0,163) áno. Ropa zistená vo vrte je alochtónnym výskytom.

Geochemická charakteristika ropy

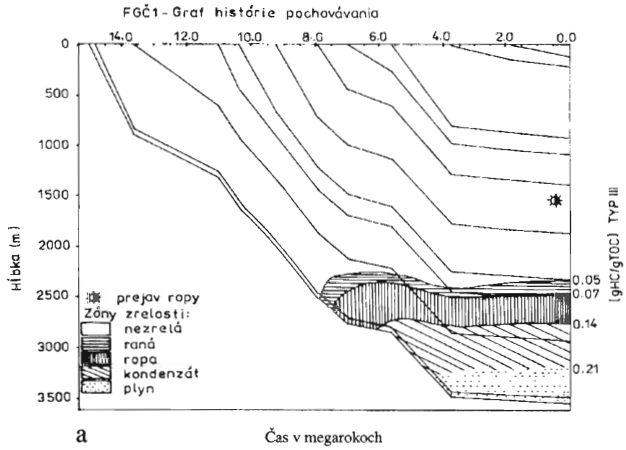
Ropa z vrtu FGŠ-1 patrí medzi ľahké ropy. Zloženie alkálov je n-C(5) až n-C(22) s maximálnym obsahom n-C(11): 134,84. Podľa pomeru n-alkánov k vetveným, prevažne zdedeným alkánom je ropa veľmi zrelá. Neprejavuje sa v nej významnejšia biodegradácia (index BD6 = 0,69), čo je v súlade s relatívne vysokou ložiskovou teplotou (64 - 68 °C).

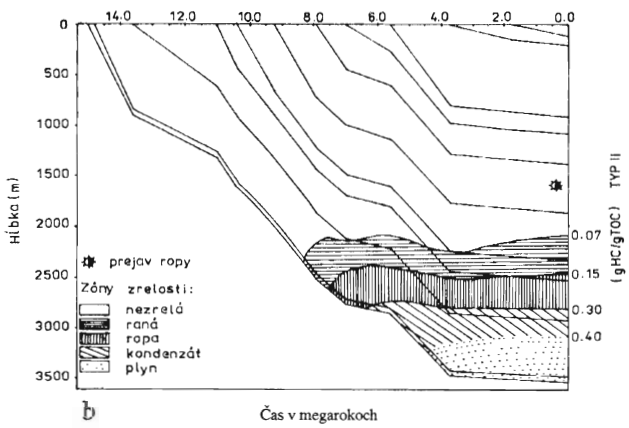
Thompsonove indexy A(0,01) a B(0,02) poukazujú na vymývanie aromatických látok. Distribúcia uhľovodíkov, osobitne interval medzi 2 MH (2-metylhexán) a MCH (metylcyklohexán), ktorý je nositeľom informácie o pôvode ropy, prezrádza, že zrelosť materských hornín v čase vzniku ropy zodpovedala odraznosti vitrinitu Ro 1,6 - 1,7, t.j. neskorému štádiu tvorby kondenzátu. Túto informáciu potvrdzujú aj indexy vyjadrujúce tepelnú zrelosť (V, J, I, H). Podľa nich je ropa veľmi zrelá. Ekvivalentnú odraznosť vitrinitu Ro 1,6 - 1,7 možno odčítať na diagrame závislosti odraznosti vitrinitu Ro a heptánového indexu 40,77 (obr. 8).

Model zón zrelosti kerogénu v podunajskej panve

Oblasť Šamorína nepatrí medzi územia , v ktorých sa v minulosti vyhľadávala ropa a zemný plyn. Ropná prospekcia v podunajskej panve sa vykonávala najmä v blatnianskej priehlbine, kde sa objavilo niekoľko malokapacitných ložísk zemného plynu. Ďalej sa ropný prieskum robil v rišňovskej, komjatickej a železovskej priehlbine, ale okrem objavenia ložísk CO_2 a prejavov nehorľavých plynov nepriniesol nijaké pozitívne výsledky. Na druhej strane hydrogeotermálna prospekcia v gabčíkovskej panve a v južných častiach spomenutých priehlbín priniesla popri objavení početných nových zdrojov geotermálnej vody aj pozoruhodné poznatky o ropnej geológii panvy. Vo viacerých vrtoch hydrogeotermálneho výskumu sa zistili prejavy horľavého plynu a vo vrte pri Čilistove aj ropa. To bola jedna z pohnútok revidovať názor na malú perspektívnosť podunajskej panvy, ktorý vyplynul z negatívneho ropného prieskumu. Podľa poznatkov o mocnosti a pórovitosti neogénnych súvrství výplne panvy získaných z vrtov a seizmických rezov, ako aj o termálnych pomeroch v panve získaných tiež z vrtov (Král et al., 1985; Král, 1986; Král in Pereszlényi

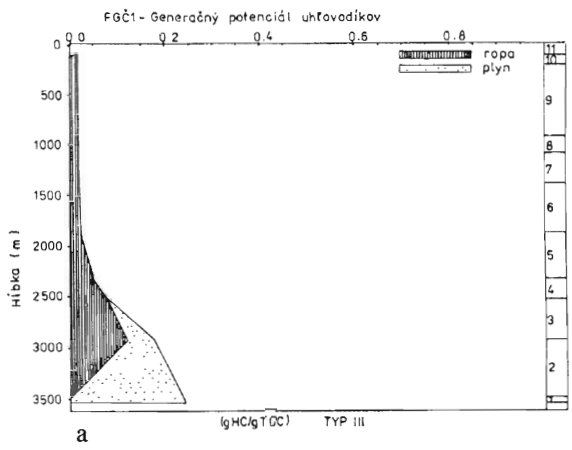
Tieto poznatky vyplývajú predovšetkým z chromatografického štúdia alifatickej frakcie uhľovodíkov. Najnovšie (zatiaľ nepublikované) výsledky plynovej chromatografie a hmotnostnej spektroskopie (GC-MS) aromatickej frakcie pripúšťajú aj inú interpretáciu stupňa zrelosti ropy z vrtu FGČ-l, t.j., že jej pôvod možno hľadať i v menších hĺbkach (okolo 2200 m).

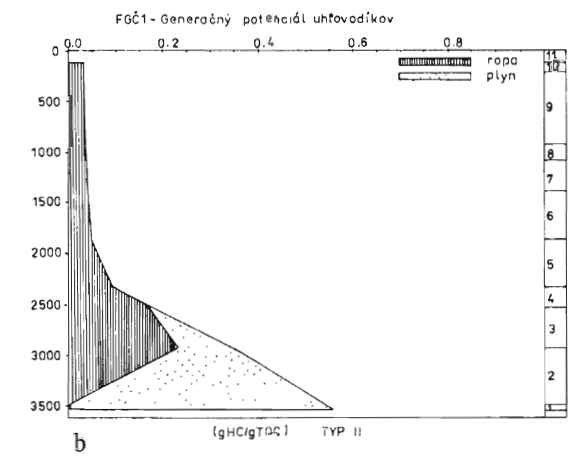




Obr. 5a. Hĺbková zonalita premeny organickej hmoty - kerogén typu III vo vrte FGČ-1.
Obr. 5b. Hĺbková zonalita premeny organickej hmoty - kerogén typu II.

Fig. 5a. Depthward zonality of organic matter alteration, kerogene of III type in the FGČ-1 drilling.
Fig. 5b. Depthward zonality of organic matter alteration, kerogene of II type in the FGČ-1 drilling.



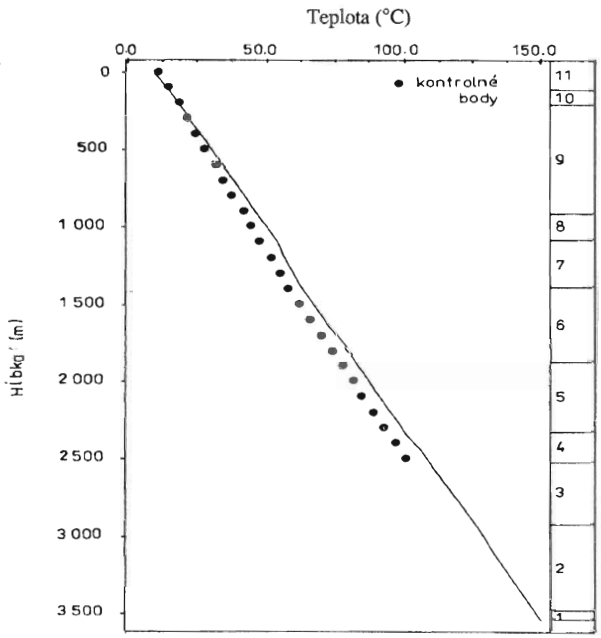


Obr. 6a. Intenzita tvorby kvapalných uhľovodíkov v závislosti od hĺbky, kerogén typu III. 1 - vrchný báden, pieskovec, 2 - vrchný báden, piesčitý ílovec, 3 - sarmat, piesčitý ílovec, 4 - starší panón, ílovec, 5 - starší panón, piesčitý ílovec, 6 - mladší panón, piesčitý ílovec, 7 - mladší panón, ílovitý pieskovec, 8 - pont, piesok a íl, 9 - dák: piesok a íl, 10 - ruman, piesok a íl, 11 - kvartér, štrk.
Obr. 6b. Intenzita tvorby kvapalných uhľovodíkov v závislosti od hĺbky, kerogén typu II. Vysvetlivky ako pri obr. 6a.

Fig. 6a. Intensity of fluid hydrocarbon generation in relation with depth, kerogene of III. type. 1 - sandstone, Upper Badenian, 2 - arenaceous claystone, Upper Badenian, 3 - arenaceous claystone, Sarmatian, 4 - claystone. Lower Pannonian, 5 - arenaceous claystone, Lower Pannonian, 6 - arenaceous claystone, Upper Pannonian, 7 - argillaceous sandstone, Upper Pannonian, 8 - sand and clay, Pontian, 9 - sand and clay, Dacian, 10 - sand and clay, Rumanian, 11 - gravel, Quarternary. Geochronological subdivision modified after electrical logging diagrams of drilling profiles (by Hrušecký et al.).
Fig. 6b. Intensity of fluid hydrocarbon generation in relation with depth, kerogene of II type. Explanations as in Fig. 6a.

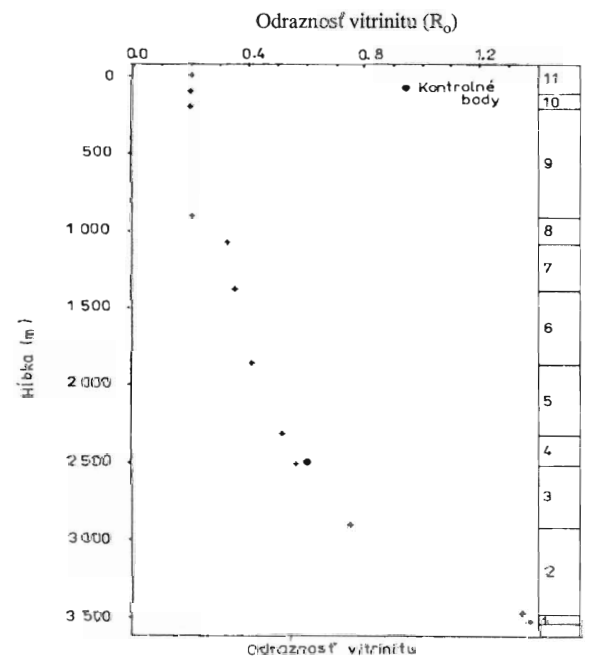
et al., 1991) sa zostrojili subsidenčné krivky, resp. krivky pochovávania sedimentov výplne panvy v čase a vypočítala sa ich tepelná expozícia. Lopatinovo - Waplesovou metódou boli vypočítané časovo-teplotné indexy TTI jednotlivých litostratigrafických alebo chronostratigrafických jednotiek v profiloch vrtov. Merné indikátory zrelosti kerogénu sa použili na korekciu priebehu jeho katagenetickej premeny (Pereszlényi et al., 1991). Výsledkom modelovania zón zrelosti v podunajskej panve sú schémy zobrazujúce priestorovú distribúciu zrelosti kerogénu v potenciálnych materských horninách na báze neogénnej výplne panvy (obr. 2a, b).

Z kinetického modelu vyplýva, že strop počiatočnej tvorby uhľovodíkov z kerogénu typu III (humusový kerogén) sa v panve nachádza v hĺbke 2100 - 2950 m (prvá hodnota patrí gabčíkovskej depresii, druhá priehlbinám na severe panvy s výnimkou komjatickej priehlbiny, kde v okolí Vrábľov je strop generačného okna uhľovodíkov ešte vyššie, a to v hĺbke okolo 1750 m). Hlavná fáza tvorby uhľovodíkov, t.j. vlastné ropné okno v gabčíkovskej panve je v hĺbke 2300 - 3200 m*, pričom maximálna mocnosť sedimentov presahuje 5 km (podľa



Obr. 7. Závislosť teploty od hĺbky vo vrte FGČ-1. Body - nameraná teplota, krivka - vypočítaná teplota. Čísla vpravo - ako na obr. 6.

Fig. 7. Relation between temperature and depth in the FGČ-1 drilling. Points are measured temperatures and the curve represents computed ones. Numbers on the right side see Fig. 6a.



Obr. 8. Závislosť odraznosti vitrinitu od hĺbky vo vrte FGČ-1. Krížiky - modelové hodnoty, bod - hodnota odmeraná vo vrte DS-1 v Dunajskej Strede. Čísla vpravo ako na obr. 6a.

Fig. 8. Relation between vitrinite reflectance and depth in the FGČ-1 drilling. Crosses indicate model values, point represents value measured in the DS-1 drilling in Dunajská Streda. Numbers on the right side see Fig. 6a.

seizmického rezu vedeného paralelne s tokom Dunaja na maďarskej strane je báza sedimentárnej výplne panvy až v hĺbke 8 km; Dudas et al., 1986). V hlavnej zóne tvorby uhľovodíkov (Ro = 0,65, Tmax = 435 - 440 °C, TTI-15) sa v slovenskej časti podunajskej panvy nachádza cca 1518 km^3 sedimentov výplne panvy, z čoho väčšia časť pripadá na gabčíkovskú depresiu. Aj keď sa pripustí, že časť výplne panvy tvoria vulkanické horniny pochovanej dunajskej vulkanickej zóny (Slávik, 1974), predsa len treba brať do úvahy, že v panve prevládajú sedimenty. Z nich najmä medzi strednomiocénnymi morskými pelitmi možno očakávať materské horniny relatívne bohaté na organický uhlík. Polohy bohaté na Corg však možno očakávať aj v jazerných, a najmä paludálnych sedimentoch vrchného miocénu. Z modelovania podmienok zrenia uhľovodíkov v panve vyplýva, že v gabčíkovskej depresii sú v hlavnej zóne tvorby uhľovodíkov aj sedimenty pontu, ktoré do tejto zóny vstúpili asi pred 0,6 mil. rokov (Vass et al., 1990).

Hĺbková zonalita premeny organickej hmoty v priestore, kde sa hĺbil vrt FGČ-1, je na obr. 5a, b. Z obrázkov vyplýva, že hlavná fáza tvorby ropy je v hĺbke 2400 - 2800 m a zóna tvorby kondenzátu je v hĺbke 2800 - 3200 m (kerogén typu II) a 2800 - 3400 m (kerogén typu III). Miera premeny obidvoch typov kerogénu je zrejmá z obr. 6a, b. Obrázky ukazujú intenzitu tvorby ropy a plynu v závislosti od hĺbky.

Vrt FGČ-1 sa hĺbil na západnom okraji priestoru predpokladaného rozšírenia generačného okna uhľovodíkov na úrovni bázy neogénu. Ľahká ropa sa v ňom zistila v hĺbke 1608 - 1731 m, čo zodpovedá spodnej časti beladického súvrstvia (najspodnejší pont) a vrchnej časti ivánskeho súvrstvia (vrchný panón; obr. 3). Geochemické charakteristiky ropy prezrádzajú, že sa ľahká ropa nenachádza v mieste svojho vzniku, ale musela migrovať z väčšej hĺbky, pravdepodobne z miest, kde podľa modelovania priebehu zrenia kerogénu premena sedimentov výplne panvy dosiahla štádium tvorby kondenzátu.

Toto štádium dosahujú najmä sedimenty v centrálnej časti panvy, t.j. v gabčíkovskej depresii, a to v hĺbke väčšej ako 4000 m. V tejto hĺbke možno v centrálnej časti panvy očakávať strednomiocénne morské sedimenty, ako aj jazerné a paludálne sedimenty vrchného miocénu, v ktorých sú materské horniny, pelity, resp. uhoľné sloje bohaté na organickú hmotu. Pravde-

TAB. 3
Prehľad geochemických charakteristík ropy
Review of geochemical characteristics of oil

Č. zložky	Názov zložky	Signál Int.
0	3-Metylpentán	24,31
1	n-Hexán (n-C6)	35,06
2	Metylcyklopentán (MCyPt)	5,66
3	Benzén	0,40[1]
4	Cyklohexán	4,79
5	2-Metylhexán	57,60
6	2,3-Dimetylpentán + 1,1 DMCyPent.	2,46
7	3-Metylhexán	55,52
8	1, cis-3-DimetylCyPent	5,61
9	1, trans-3-DimetylCyPent	8,91
10	1, trans-2-DimetylCyPent	8,54
11	n-Heptan (n-C7)	134,84[2]
12	1, cis-2-DimetylCyPent	0,00
13	Metylcyklohexán (MCyHx)	52,49
14	Toluén	2,38
Indexy podľa Schaafera a Littka, 1988	V (=11/13)	2,57
	J = (5+7)/(8+9+10+12)	4,91
	R1(=10/12)	
	Rm(V) (%) ekvivalent	1,74[3]
	Rm(J) (%) ekvivalent	1,60[4]
	BD6 = (3MPt/Hex) = (0/1)	0,69[5]
Thompson 1983	A (=Benz/Hex) = (3/1)	0,01[6]
	B = (Tol/Hep) = (14/11)	0,02[6]
"Isoheptan"	I = (5+7)/(8+9+10) = cca J	4,91[7]
"Heptan val."	H = (100*11)/(4+5+..+10+11+13)	40,77[7]
	Ro(H) (%) ekvivalent	<1,60[7]

Analyzoval Z. Boháček, ČGÚ Brno. [1] - veľmi nízka koncentrácia, [2] - vysoká koncentrácia, [3] - vysoká zrelosť, [4] -~ štádium kondenzátu, [5] - slabá/žiadna biodegradácia, [6] - pravdepodobné vymývanie aromatických látok, [7] - vysoká zrelosť

podobnou migračnou cestou boli priepustné horniny stredného miocénu alebo panónu a zlomy vyznievajúce na hranici panón - pont. Migrujúce fluidum sa akumulovalo nad svahmi hlohovského hrastu.

Záver

Výskyt ľahkej ropy vo vrte FGŠ-1 je prvým dokumentovaným a geochemicky spracovaným výskytom podobného druhu v podunajskej panve. Nemá hospodársky význam, lebo prítok ropy do vrtu bol iba 0,002 l/s, ale prejav ropy, ako aj horľavého plynu vo viacerých vrtoch v gabčíkovskej panve poukazujú na prítomnosť materských hornín uhľovodíkov v panve.

Aplikácia modelovania tvorby uhľovodíkov, geochemické charakteristiky ľahkej ropy a materských hornín a nové poznatky o priaznivých ropogeologických pomeroch zásadne menia názory na perspektívnosť tejto panvy z hľadiska výskytu ložísk uhľovodíkov.

*Pre kerogén typu II (akvatický kerogén) sú hĺbkové parametre generačných zón uhľovodíkov priaznivejšie, t.j. generačné okná sú plytšie.

Literatúra

Dudas, J., Fejes, I., Hobot, J., Nemesi, L., Pápa, A. & Varga, G. 1986: A. Kisalfold regionális komplex geofizikai kutatása. *Magy. all. Eptvos L., Geofiz. Intéz. Budapest, 20 - 27.*

Franko, O., Bodiš, D., Brestenská, E., Harča, V., Ondrejičková, A., Priechodská, Z., Remšík, A. & Vass, D. 1981: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGČ-1 v Čilistove. *Manuskript -Geofond Bratislava.*

Gaža, B. et al., 1985: Záverečná správa vyhľadávacieho prieskumu na živicu v Podunajskej panve v r. 1973 - 1983. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Král, M., Lizoň, I. & Jančí, J. 1985: Geotermický výskum SSR. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Král, M. 1986: Nové poznatky o geotermickom poli Západných Karpát. *Geol. Průzk., 28, 10, 273 - 277.*

Pereszlényi, M., Milička, J., Franců, J. & Král, M. 1991: Výsledky štúdia premeny organickej hmoty v sedimentoch podunajskej panvy. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Slávik, J. 1974: Schéma "Dunajskej vulkanickej zóny". *Manuskript - IGHP Bratislava.*

Vass, D., Král, M. & Pereszlényi, M. 1990: Nové poznatky o stavbe, sedimentačnom prostredí a o tepelnom dozrievaní organickej hmoty v Podunajskej panve. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

First occurrence of oil in the Slovak part of the Danube lowland

Inflow of water with light oil content was stated in the FGČ-1 Čilistov drilling situated in the Danube lowland SE from Bratislava (Fig. 1) in 1.731 - 1.608 m depth interval. The water yield was 11 $l.s^{-1}$ from which the share of oil was 0.002 $l.s^{-1}$ giving 2.4 m^3 oil during 14 days.The drilling traversed Quaternary, Pliocene and Upper Miocene (Pontian and Pannonian) sediments terminating in Sarmatian beds. The final drilling depth is 2.500 m.

The drilling is located in the western part of the Gabčíkovo depression filled up by Middle Miocene sediments (tectonic or rifting phase of subsidence) disturbed by faults creating a horst-graben structure however buried by Upper Miocene and Pliocene sediments originated in the thermal or post-rifting phase of subsidence. The oil inflow was from Upper Miocene collectors (Fig. 3). The bedding temperature was 64 - 68 °C. Basic data on temperature and water mineralization in the FGČ-1 drilling are shown in Tab. 1. Data on gaseous constituents dissolved in water are collected in Tab. 2. A marine relic water is known only from greater depths of the drilling, from Sarmatian and Pannonian collectors, whereas the shallower waters are deggradated by infiltration.

The found oil is a light one composed of alkanes n-C(5) to n-C(22), see Tab. 3. The oil is very maturated and not biologically deggradated (the index is BD6=0.69). The Thompson indexes indicate washing out of aromatic constituents and the hydrocarbon distribution (Fig. 7) shows that the oil maturity is reflecting a vitrinite reflectance of

R_o 1.6 - 1.7 (late stage of hydrocarbon generation) what is proven also by indexes (V, J, I, H in Tab. 5) or by the relation of the heptane index with R_o (Fig. 8).

The time-temperature indexes calculated for the base drillings in The Danube lowland and corrected by measured values of kerogene maturation (vitrinite reflectance) have been used for the modelling of spatial distribution of maturation zones on the base of Neogene basin filling. The FGČ-1 drilling is situated on the western margin of hydrocarbon generation windows (Figs. 2a, 2b). The depthward zonality of hydrocarbon generation windows is shown in Figs. 5a and 5b, the map of kerogene alteration is in Figs. 6a and 6b.

Oil in the FGČ-1 drilling has been stated in 1.608 - 1.731 m depths in collectors of the lowermost part of the Beladice Formation (Pontian) as well as in the upper parts of the Iványka Formation (Pannonian, Fig. 3). According to the geochemical characteristics the oil is not in place of its origin but it migrated from greater depths where the organic matter alteration reached the stage of condensate generation. This stage reached namely the Middle Miocene sediments of the rifting phase in the central part of the Gabčíkovo depression in depths exceeding 4.000 m, or alternatively, also the lower part of post-rifting lacustrine sediments with coal seams and lenses. The probable migration paths were created by permeable Middle Miocene or Pannonian sediments and by faults dying out at the Pannonian-Pontian boundary.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 461 - 466

Novšie nálezy zvyškov *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley, 1847) a *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1807) (Proboscidea, Mammalia) od Malých Levár

PETER HOLEC

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 20. 7. 1991, revidovaná verzia doručená 14. 8. 1992)

New findings of *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley, 1847) and *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1807) (Proboscidea, Mammalia) near Malé Leváre (Western Slovakia)

Remnants of teeth of a forest elephant *Palaeoloxodon antiquus* (Falc. et Cautley), and that of a mammoth *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) were found in the first terrace level of the Morava river near Malé Leváre village. The are of the terrace is assumed as Würmian and the remnants show indications of transport therefore they are allochtonous.

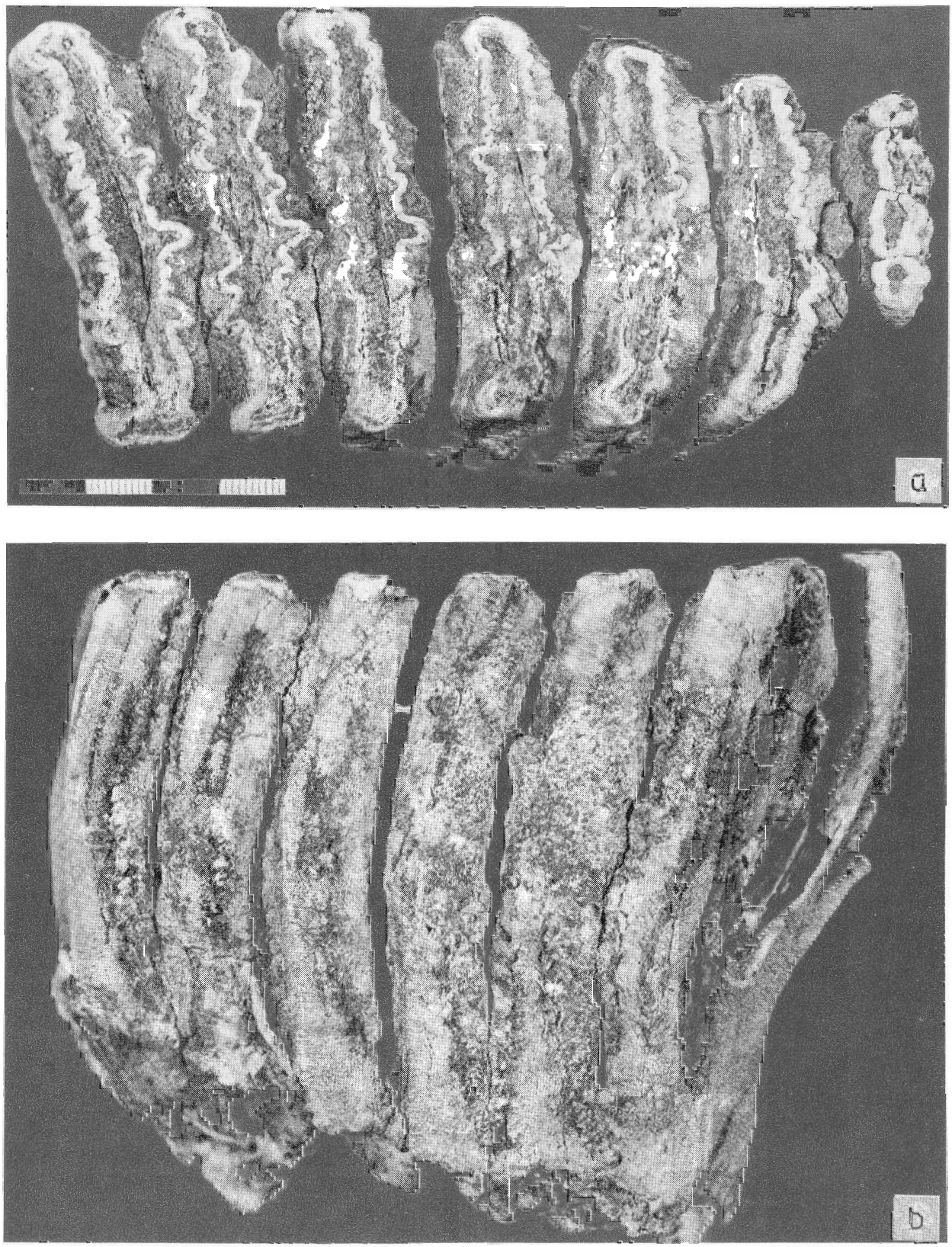
Úvod

Pri bagrovaní štrku z riečnych náplavov rieky Moravy pri Malých Levároch sa našli moláre lesného slona, mamutov a iné zvyšky veľkých cicavcov. Ďurišová (1987) uvádza aj zvyšky koní, nosorožcov, sobov a obrovského jeleňa. Zvyšky mamutov nie sú príliš vzácne a vyskytujú sa najmä v spraši v riečnych náplavoch a v okolí táborov paleolitických lovcov (Holec, 1985). Zvyšky mamutov sú známe z risu, ale najmä z würmu. Koncom pleistocénu mamuty vyhynuli. Lesný slon *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley) bol rozšírený na našom území najmä počas predposledného a posledného interglaciálu a jeho zvyšky sú oveľa vzácnejšie ako zvyšky mamuta.

Pri našich výskumoch sme získali tri stoličky mamuta. Jeden z nich našiel Mészároš a jeden spodný zub lesného slona našiel Boublík. Obidvom za poskytnutý materiál ďakujem.

Geologické pomery

Fosílne zvyšky obidvoch druhov boli vybagrované pri ťažbe štrku medzi obcou Malé Leváre a riekou Moravou na V od jej poriečnej nivy. Štrk sa ťaží do hĺbky asi 6 m plávajúcim bagrom. Ťažobná jama je zaplavená, takže tu nájdené fosílie môžu pochádzať z celej mocnosti štrku, príp. aj z bázy mladopleistocénnej štrkovej akumulácie. Geologický výskum kvartérnych sedimentov na tomto území robil Baňacký (1963), Minaříková (1965) a Vaškovská (1971). Baňacký (1963) uvádza, že terasy Moravy sú zachované v plošne málo rozsiahlych zvyškoch a majú zložitú morfologickú pozíciu meniacu sa z miesta na miesto. Podľa Musila (1960) boli fosílne zvyšky živočíchov alebo aj terciérne dreva viackrát premiestnené, a tak sú na presnejšie stratigrafické zaradenie terás prakticky nepoužiteľné. Baňacký (1963) v študovanom území rozoznáva tri terasové stupne. Ich podložie tvorí panónsky íl, v ktorom je vyerodovaná aj údolná niva rieky Moravy. Báza štrkopiesku prvého stupňa je 8 m pod a 6 m nad hladinou Moravy. Báza druhého stupňa je 1-2 m nad hladinou rieky. Tretí stupeň v málo rozložených zvyškoch je v oblasti Veľkých Levár a inde, má relatívnu výšku 26 m a bázu 16 m nad riekou. Z toho vyplýva, že na študovanom území pri Malých Levároch vystupuje štrkopiesok prvého terasového stupňa. V okolí Malých Levár tento terasový stupeň pokrývajú viate piesky a čiastočne ílovitohlinité sedimenty. Štrkovú terasovú akumuláciu tvorí nepravidelne usporiadaný štrk, štrkopiesok a piesok. Podložie štrkovej akumulácie tvorí sivomodrý, zelenkastý alebo žltkastý neogénny - panónsky íl s ojedinelými šošovkami piesku (Ďurišová, 1981). Vaškovská (1971) sa venovala výskumu litologicko-faciálnych pomerov kvartérnych sedimentov a Minaříková (1965) sedimentárno-petrografickému výskumu.



Obr. 1. 1 - *Palaeoloxodon antiquus* M^3 sin. pohľad na A - žuvaciu, B - bukálnu plochu zuba.

Fig. 1. *Palaeoloxodon antiquus* M^3 sin. view on the A - masticatory surface, B - bucal surface of teeth.

Paleontologická časť

Proboscidea Illiger, 1811
Elephantoidea Osborn, 1921
Elephantidae Gray, 1821
Loxodontinae Osborn, 1918
Palaeoloxodon Matsumoto, 1924
Palaeoloxodon antiquus (Falconer et Cautley, 1847)

(Obr. 1)

1913 *Elephas antiquus* Falc. - W. Soergel: Elephas trogontherii Pohl. und Elephas antiquus Falc. etc., 1 - 114, Tab. 1, Abb. 12, Tab. 2, Abb. 6.
1954 *Hesperoloxodon antiquus* Falc. - E. W. Guenther: Die diluvia len Elephantenzähne etc., 34 - 69.
1960 *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley), 1847 - I. A. Dubrovo: Drevnije slony SSSR. 3 - 78, Abb. 17.
1975 *Palaeoloxodon antiquus* Falconer - E. W. Guenther: Die Backenzähne der Elephanten etc., 399 - 452, Tab. 33, Abb. 1-4, Tab. 34, Abb.1-3.
1977 *Palaeoloxodon antiquus* Falconer - E. W. Guenther: Die Backenzähne der Elephanten etc., 265 - 304, Tab. 21, Abb. 1, 2, Tab. 22, Abb. 1, 2, Tab. 23, Abb. 1, 2, Tab. 24, Tab. 25, Abb. 1, 2.
1989 *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley, 1847) - Ďurišová: Molaren von Palaeoloxodon antiquus (Falconer et Cautley, 1847) etc., 7 - 16, Abb. 1a, b, 2a, b.

Opis materiálu: Je zachovaný M^3 sin. - spodný tretí ľavý molár, zachovaných je 7, resp. 6 a 1/2 lamely, vpredu chýbajú pravdepodobne 2 - 3 lamely. Všetky lamely sú na povrchu abradované žuvaním. Lamely sú nápadne hrubé a ich steny sú silne poprehýbané (pozri obr. 1). Nápadná je aj veľká hrúbka cementu medzi lamelami, ale aj po stranách zuba.

Na 10 cm dĺžku pripadá 6 lamiel. Šírka lamiel: I 67,8 II 68,1 III 67,5 IV 63,3 V 60,3 VI 53,8 VII 34,3. Maximálna výška zuba je 115,8 mm v zadnej časti, dĺžka 127,4 mm. Lamelová formula 2-3 6 1/2 x, DLQ = 18,2, DLI = 5,49.

Palaeoloxodon antiquus žil vo vyslovene teplom oceanickom podnebí v zalesnených, príp. aj lúčnych biotopoch s vodnými tokmi. Vyhýbal sa suchým stepiam s kontinentálnym a chladným podnebím. Začiatkom würmu sa ešte vyskytoval v severnom Španielsku, južnom Francúzsku a v severnom Taliansku. V južnom Francúzsku sa zistil ešte vo W 1/2 spolu s mamutom a srstnatým nosorožcom, t.j. s druhmi, ktorým lepšie vyhovovalo studené podnebie (Musil, 1985). Na našom území však lesné slony žili v interglaciáli holstein a ém.

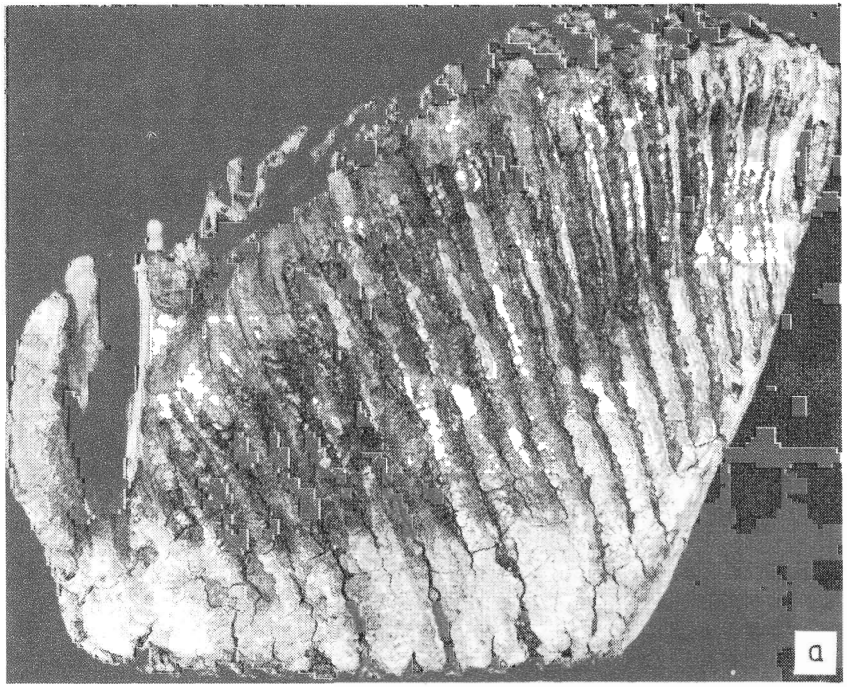
Mammuthinae Simpson, 1845
Mammuthus Burnett, 1830
Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1799)

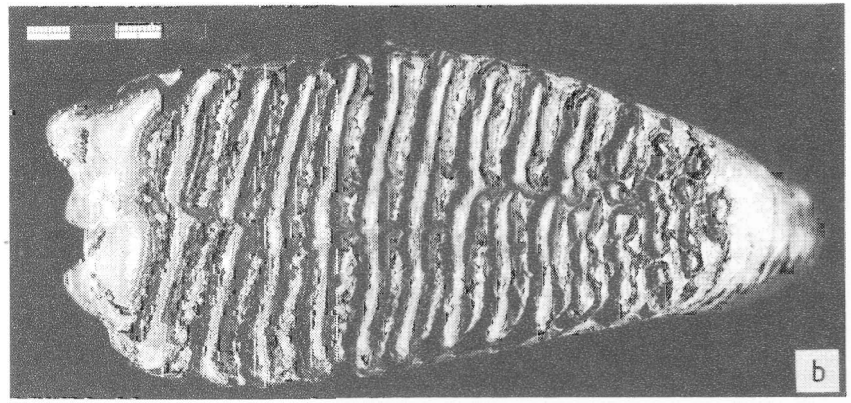
(Obr. 2, 3, 4)

1954 *Mammonteus primigenius* (Blumenbach) - V. E. Garutt: Južnyj slon Archidiskodon meridionalis (Nesti) iz pliocena etc., 3 - 76.
1957 *Mammuthus primigenius* (Blumb.) - J. A. Dubrovo: K rodovej sistematike podsem. Elephantidae Gray (Slony), 223 - 230.
1957 *Mammonteus primigenius* (Blumb.) - V. Toepfer: Die Mammutfunde von Pfännenthall im Geiseltal. 8 - 39, Tab.
1960 *Mammonteus primigenius* Blumb. - Z. Schmidt: Nález spodnej čeľuste mamuta etc., 3-10, obr. 1 - 4.
1968 *Mammonteus primigenius* (Blumb.) - R. Musil: Die Mammutmolaren von Předmostí (ČSSR), 5 - 191, Tab. 29, 30, 31, 33, 36, 37, Fig. 2.
1991 *Mammuthus primigenius* (Blumb.) - A. Ďurišová: Fosílne zvyšky mamuta etc., 13 - 40, obr. 3 - 6.

Opis materiálu: Našli sa tri zuby: M^3 sin. - horný tretí ľavý molár, M_2 sin. - fragment druhého spodného ľavého molára a $M_{2,3}$ sin. - druhý alebo tretí spodný ľavý molár.

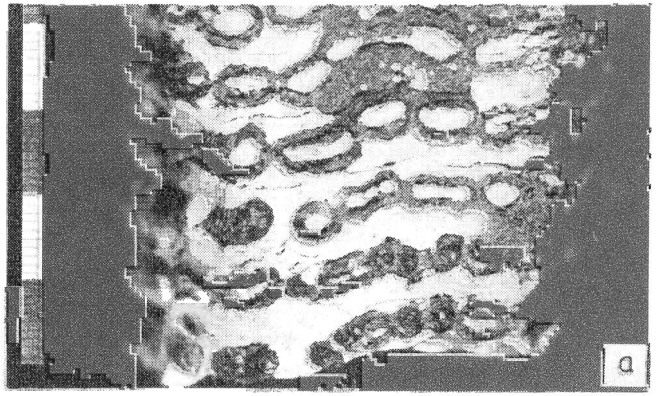
M^3 sin. - je veľmi dobre zachovaná, má 26 lamiel a v prednej časti je zhryzená takmer po korene. Na žuvacej ploche bolo vo funkcii 14 lamiel. Z bokov ju pokrýva tenká vrstva cementu, ktorý je na časti lamiel odlupnutý. Na lamelách vidno z bokov drobné nepravidelné vodorovné vrásky. V prednej časti zuba sú dva zreteľné korene, smerom dozadu od nich sú korene odlomené. V niektorých záhyboch zuba - v koreňovej časti, ale aj po bokoch - sú zvyšky tmavého spevneného piesku a ílu takmer čiernej farby. Cement a dentín majú hnedookrovú farbu a sklovina je čierna.

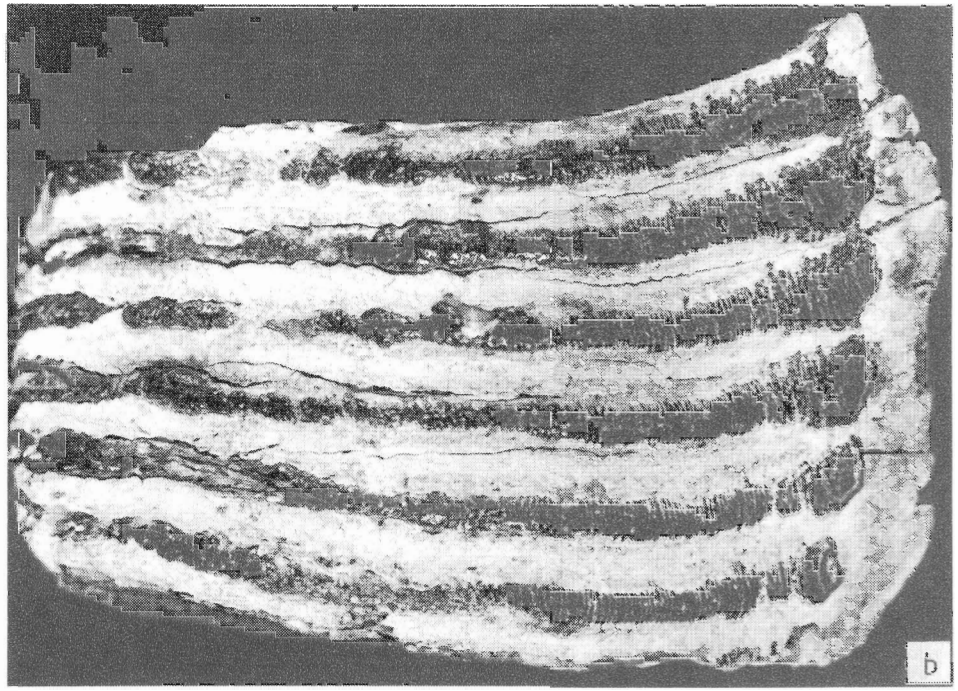




Obr. 2. *Mammuthus primigenius* M^3 sin. pohľad na A. - bukálnu, B - žuvaciu plochu zuba.

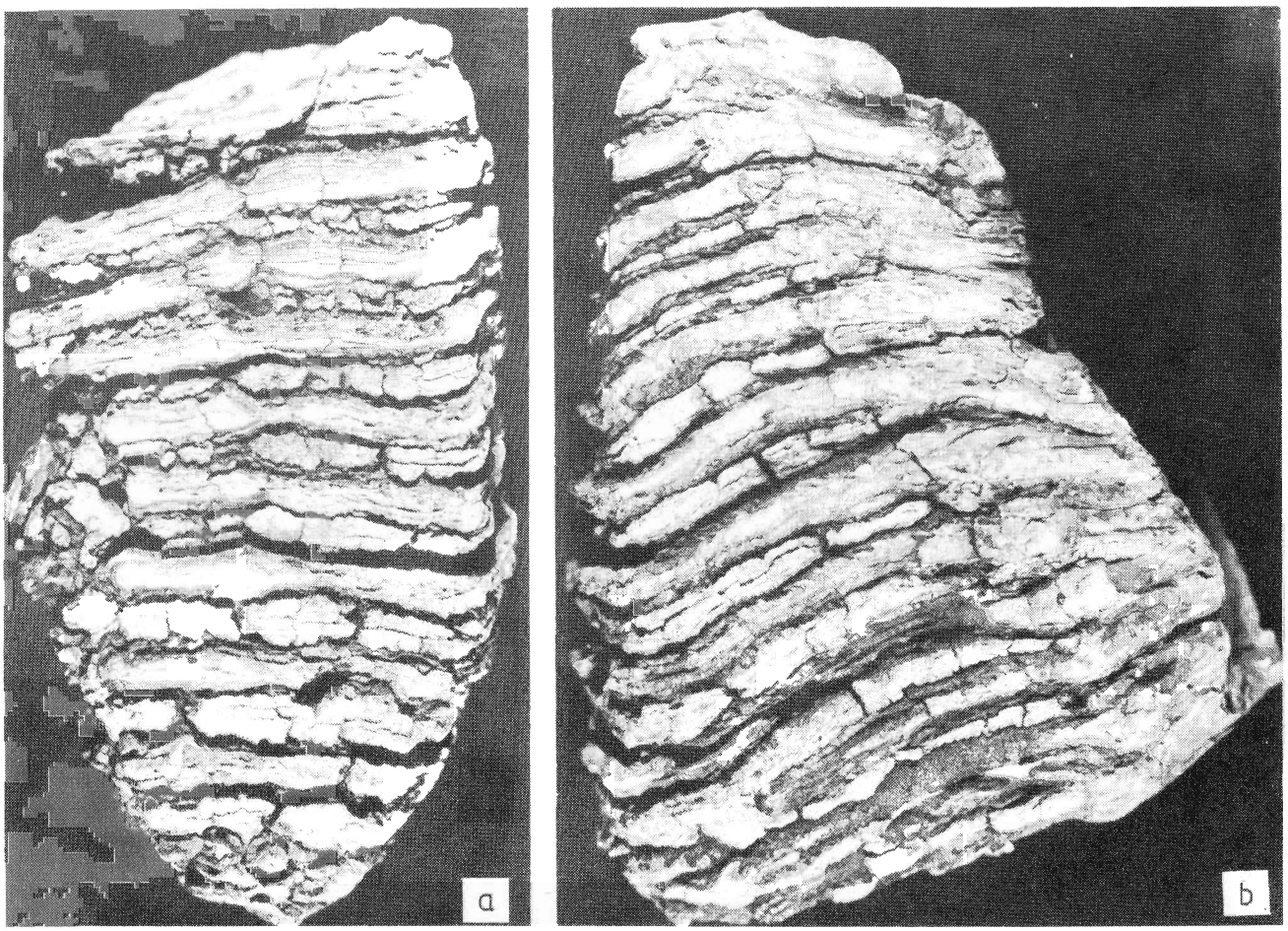
Fig. 2. *Mammuthus primigenius* M^3 sin. view on the A. - bucal surface of teeth, B - masticatory surface.





Obr. 3. *Mammuthus primigenius* M_2 sin. pohľad na A. - žuvaciu, B - bukálnu plochu zuba.

Fig. 3. *Mammuthus primigenius* M_2 sin. view on the A. - masticatory surface, B - bucal surface of teeth.



Obr. 4. *Mammuthus primigenius* $M_{2,3}$ sin. pohľad na A - žuvaciu, B - lingválnu plochu zuba.

Fig. 4. *Mammuthus primigenius* $M_{2,3}$ sin. view on the A - masticatory surface, B - linqual surface of teeth.

Dĺžka zuba = 246,8 mm, dĺžka žuvacej plochy = 145 mm, šírka žuvacej plochy = 71,6, výška zuba = 165,4 na XIII. - XV. lamele. Indexy - DLQ = 9,49 DLI = 10,53 DŠQ = 3,11 relat. šírka = 2,80 relat. výška = 67,01, lamelová formula x1 10 1/2 15 (x). Zub je uložený v zbierkach katedry geológie a paleontológie PF UK (obr. 2).

M_2 sin. fragment zuba, zachovalo sa 6 a 1/2 lamely. Smerom ku koreňovej časti sa približne v spodnej štvrtine lamely nápadne rozširujú a prehýbajú smerom dozadu. Pri pohľade zboku vidno na lamelách jemné vodorovné ryhovanie (na sklovine). Cement nepokrýva zub súvisle z linguálnej a bukálnej strany, ale vypĺňa len medzery medzi lamelami. Zrejme sa to stalo pri transporte zuba vodným tokom.

Dĺžka fragmentu na žuvacej ploche je 50,8 mm, na koreňovej časti 80,4 mm, max. šírka zuba meraná asi v polovine výšky zubnej korunky 66,3 mm. Výška zuba = 118,4 mm, na 10 cm dĺžku pripadá 12 lamiel, DLQ = 8,46, DLI = 11,78 (obr. 3).

$M_{2,3}$ sin. - druhý alebo tretí spodný ľavý molár je silne poškodený, akoby dlho ležal vo vode. Lamely sú po bokoch poškodené tak, že vidno dentín. Cementové obloženie zuba sa nezachovalo. VII. a VIII. lamela sú na bukálnom okraji akoby zalomené smerom dozadu, čo je patologický jav. Zub má 11 a 1/2 lamely, pričom všetky sú zbrúsené žuvaním, pri poslednej je zachytená len špička lamely. Dĺžka zuba = 143,9 mm, šírka = 80,0 mm na VII. lamele, výška = 111,2 na X. lamele DLQ = 11,99 DLI = 8,33, lamelová formula 2 1/2 11 (x) (obr. 4).

Mammuthus primigenius (Blumenbach) bol živočích prispôsobený studenému podnebiu a vyhýbal sa súvislým lesom. Dominoval v otvorenej krajine - a tundre, arktickej alebo

spraśovej stepi. Jeho rozšírenie v Európe sledoval Musil (1985). Počas celého würmu bol rozšírený v strednej a východnej Európe. V tom čase oscilovala len jeho západná a južná hranica. Začiatkom würmu prenikol až do južného Francúzska, severného Talianska, severnej Juhoslávie a celého Rumunska. Takáto situácia bola až do W3, keď tento druh zmizol z celej oblasti.

Zánik mamuta sa dáva do súvislosti s klimatickými zmenami, z ktorých vyplynuli zmeny vo vegetácii, nástup súvislých lesov, ktoré mu nevyhovovali. Zanikol pomerne rýchlo, pretože ešte vo W2/3 a začiatkom W3 to bol dominantný druh v strednej Európe a na Ukrajine.

Na území Slovenska sú nálezy mamutov pomerne časté. Z Bojnických kúpeľov opísal spodnú čeľusť s M^3 dext et sin. Schmidt (1960), mamutie kosti zo Skalky pri Púchove Silnický (1930) a zvyšky mamuta z risu z Lenartoviec, Šrobárovej a Chrámca pri Dubovci Zázvorka (1954). Z Vlčkoviec opísal zvyšky mamuta Fejfar (1963). Aj v mladopaleolitickej lokalite Moravany nad Váhom sa našli zvyšky mamutov v spraši a rovnako v spraši pri Trenčianskych Bohuslaviciach a Ratnovciach (nepublikované). Zmieňuje sa o nich aj Schmidt (1972) z tehelne obce Nána. Schmidt (1975) uvádza 156 mladopleistocénnych nálezísk mamutích zvyškov. Z Banky pri Piešťanoch opisuje zvyšky mamutov Ďurišová a Ambros (1991).

Záver

Niekedy je veľmi ťažké jednoznačne sa vysloviť k stratigrafii sedimentov, najmä pokiaľ ide o riečne sedimenty, kde môže byť materiál niekoľkonásobne premiestnený. Guenther (1953) uvádza, že zistil dva zuby pravdepodobne z jediného jedinca, z ktorých jeden bol v hĺbke 3,10 m a druhý 1,95 m, pričom na nich nebolo vidno známky transportu. Konštatuje, že z hĺbky nálezu sa nedá určiť ani relatívny vek, ani spolupatričnosť obidvoch zubov.

Domnievame sa, že zuby mamuta a lesného slona neležali v tej istej vrstve. Usudzujeme tak podľa sfarbenia zubov a zo sedimentov, ktoré na nich zostali (hlavne v koreňovej časti). Kým všetky zuby mamuta majú čiernu, príp. modročiernu sklovinu, zub lesného slona ju má sivomodrú. Ešte väčší rozdiel je v sfarbení cementu. Mamut ho má svetlosivý, lesný slon výrazne hrdzavý - limonitizovaný. Aj sediment zachytený v koreňovej časti M^3 je pri mamutovi odlišný. Tvorí ho piesok s čiernym ílom, pri lesnom slonovi je to svetlý hrubozrnnejší piesok. Nie je vylúčené, že ide len o laterálne zmeny vrstiev.

Isté je, že ide o zmiešanú faunu würmu alebo risu a teplejších interglaciálov - holsteinu alebo ému.

Literatúra

Baňacký, V. 1963: Stručné poznatky o terasách rieky Moravy v JZ časti Záhorskej nížiny. *Geol. Práce, Zoš., 64, Bratislava, 59 - 65.*

Dubrovo, I. A. 1957: K rodovej sistematike podsem. Elephantinae Gray (slony). *Vertebr. palasiat. 1, 3, Moskva, 223 - 231.*

Dubrovo, I. A. 1960: Drevnie slony. *Trudy paleontol. inst. LXXXV, 1, Moskva, 78.*

Ďurišová, A. 1981: *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley) z Malých Levár. *Acta Rer. natur. Mus. nat. slov., XXVII, Bratislava, 3 - 10.*

Ďurišová, A. 1989: Nálezy slonovitých chobotnáčov v mladopleistocénnej terase rieky Moravy pri Malých Levároch, okres Senica. *Acta Rer. natur. Mus. nat. slov., Bratislava, XXX, 7 - 25.*

Ďurišová, A. & Ambros, C. 1991: Fosílne zvyšky mamuta druhu *Mammuthus primigenius* (Blumb.) (Proboscidea, Mammalia) z Banky pri Piešťanoch (ČSFR). *Zbor. Slov. nár. Múz., prír. Vedy, Bratislava, XXXVII, 13 - 40.*

Fejfar, O. 1963: Výskum fosilních obratlovců v roce 1963. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1963, 350 - 352.*

Garutt, V. E. 1954: Južnyj slon *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) iz pliocena severnogo poberežia Azovskogo morja. *Trudy Kom. Izuč. četvert. Per., Moskva, Lenigrad, 10, 2, 76.*

Guenther, E. W. 1953: Die bei der Grabung im Salzgitter-Lebenstedt geborgenen Backenzähne von Elephanten. Eiszeitalter u. Gegenw., 3, Öhringen/Württ., 189 - 191.

Guenther, E. W. 1954: Die diluvialen Elefantenzähne aus dem Nord-Ostsee-Kanal. *Meyniana 2. Kiel, 34 - 69.*

Guenther, E. W. 1975: Die Backenzähne der Elefanten von Ehrigsdorf bei Weimar. *Palaont. Abh. Zentr. geol. Inst. (Berlin), 23, 399 - 452.*

Guenther, E. W. 1977: Die Backenzähne der Elepfanten von Taubach bei Weimar. *Quarterpaläontologie 2, Berlin, 265 - 304.*

Holec, P. 1985: Vertebratenfauna des Quartärs in der Slowakei. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 39, 115 - 128.*

Musil, M. 1960: Štěrková terasa Moravy u Malých Levár. *Ac. Rer. Nat, Mus. Slov., VI, Bratislava, 11 - 32.*

Musil, R. 1968: Mammutmolaren von Předmostí (ČSSR). *Paläont. Abh. A. (Berlin), 3, 1, 1 - 192.*

Musil, R. 1985: Paleobiography of terrestrial communities in Europe during the last Glacial. *Sborník Nár. Muz. (Praha), XLI B, 1 - 2, 1 - 83.*

Schmidt, Z. 1960: Nález spodnej čeľusti mamuta v Bojnických kúpeľoch. *Ac. Rer. Nat. Mus. Slov., Bratislava, VI, 3 - 10.*

Schmidt, Z. 1972: Nález *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) v tehelni obce Nána okr. Nové Zámky. *Ochr. fauny, Bratislava, VI, 2, 82.*

Schmidt, Z. 1975: Elefantoidné chobotnatce slovenských Karpát a nížin. *Manuskript - Geofond Bratislava, 1 - 74.*

Silnický, K. 1930: Nález mamutích kostí. *Časopis muzeálnej slov. spoloč., Martin, 22, 2, 95.*

Soergel, W. 1913: *Elephas trogontherii* Pohl. und E. antiquus Falc., ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. *Palaeontographica (Stuttgart), 60, 114.*

Toepfer, V. 1957: Die Mammutfunde von Pfännerhall im Geiseltal. *Veröff. Landesmus. Vorgesch., Halle, 16, 1 - 58.*

Zázvorka, V. 1954: Nález kosti fosilního savce v Chrámci, pošta Dubovec, J. Slovensko. *Čas. Nár. Muz., Odd. Přírodověd., 123, 1, 222 - 223.*

Mineralia slovaca, 24 (1992), 467 - 469

Výliatky zubov mastodonta druhu *Mammut borsoni* (Hays, 1834) v dreveníckom travertíne pri Spišskom Podhradí

PETER HOLEC

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 13. 1. 1991, revidovaná verzia doručená 6. 7. 1992)

Teeth casts of Mastodont species *Mammut borsoni* (Hays, 1834) from the Dreveník travertine near Spišské Podhradie

The teeth casts of Mastodon species Mammut borsoni (Hays, 1834) which lived in Slovakian territory from Upper Miocene till the end of Pliocene were found in travertine of Dreveník locality near Spišské Podhradie. The species was mostly widespread during Pliocene time. The findings demonstrate that at least part of the Dreveník travertine originated during Pliocene, most probably in Pontian time (uppermost part of the Miocene).

Úvod

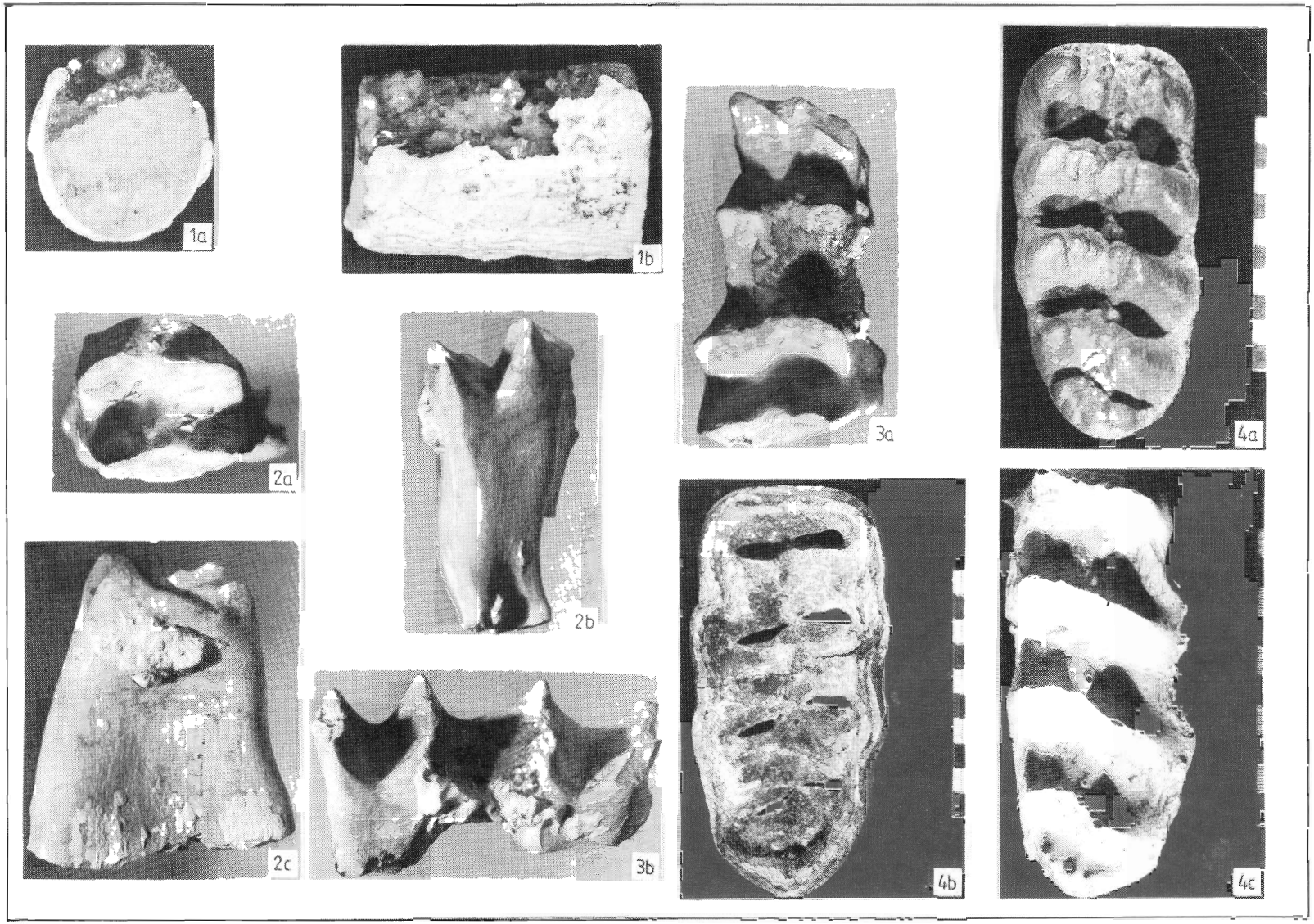
Študentka Prírodovedeckej fakulty UK N. Hudáčková mi priniesla výliatky zubov mastodonta, ktoré našli pracovníci Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi v dreveníckom travertíne. Bližšie okolnosti nálezu mi nie sú známe.

Geologické pomery

V Spišskom Jáne sa ako kvalitný stavebný kameň ťaží biely až svetlosivý dosť masívny málo porózny travertín. Leží na súvrství centrálnokarpatského paleogénu (stredný a vrchný eocén) Hornádskej kotliny a jeho vznik sa viaže na systém zlomov smeru SZ - JV a SSV - JJZ. Podľa Ložeka (1973) sa pramenné vápence tvorili prevažne v teplých obdobiach pleistocénu, a preto tieto sedimenty patria medzi význačné produkty najmä interglaciálov a postglaciálu. Matula a Nemčok (1967) uvádzajú mocnosť travertínového telesa 60 - 80 m.

Doterajšie nálezy

Zvyšky cicavcov nepatria medzi bežné nálezy v travertíne, ale sa sústreďujú hlavne v sedimentoch uhličitých prameňov, kde sa oxid uhličitý hromadí vo výveroch, ľahko dusí živočíchy, ktoré sa potom ponárajú pod hladinu plynu (Ložek, 1973). Na takýchto miestach sa hromadia kosti podobne ako v jaskyniach, ale nejde o tafocenózy, lež o pravé tanatocenózy, t.j. pozostatky živočíchov, ktoré žili v priestore ložiska a chodili sa k prameňom napájať. Už v minulosti sa z dreveníckeho travertínu opísali zvyšky cicavcov - *Megaceros giganteus Pohl.*, *Cervus elaphus L.* a *Mammuthus primigenius Blumb.* (Schmidt, 1961). Pozoruhodný bol aj nález vtáčieho vajíčka druhu *Charadrius dubius Scopoli* (Holec a Matoušek, 1986). Našli sa tu aj úlomky kostí veľkého cicavca, pravdepodobne nosorožca, a výliatok 17 cm dlhého panciera korytnačky, ktorých obrázky mi zaslala Krempaská zo Spišskej Novej Vsi (nepublikované). Okrem fauny sa tu vyskytuje aj paleoflóra, ktorú skúmal Němejc (1927, 1967). Opísal odtiaľ 35 druhov rastlín a na základe niektorých predglaciálnych druhov, ako je *Ginkgo, Torreja, Celtis, Diospyros, Styrax* a iné, vekovo zaradil dreveníčky travertín do pliocénu. Opisovaný nález dokazuje, že sa aspoň časť dreveníckeho travertínu tvorila v pliocéne, možno už v ponte. Toto stratigrafické zaradenie je v zhode s terajším nálezom výliatkov zubov mastodonta druhu *Mammut borsoni* (Hays, 1834), ktorý žil na našom území v miocéne od hranice sarmatu a panónu až do pliocénu, t.j. od turolu, začiatku pleistocénu (MN 10-11 až MN 17, Fejfár a Heinrich, 1986), ale najhojnejšie sa vyskytoval v pliocéne. V tom čase žil na našom území aj iný druh mastodonta - *Anancus arvernensis* (Croiset et Jobert, 1828), ale ten mal na zubnej korunke polhrebene vzájomne posunuté, čo na našom náleze nevidno. Výliatok kla sa mi nepodarilo spoľahlivo druhovo určiť. Zvyšky *Mammut borsoni* (Hays) z Hajnačky opísal Fejfar (1964) a zo Strekova a Veľkých Bielic Holec (1985).



Tab.I - 1 - Výliatok kla pri pohľade na a - predný, b - bočnú plochu, 2 - Fragment výliatku zuba $M_{2,3}$ dext. druhu *Mammut borsoni* (Hays, 1834) pri pohľade na a - výplň dutiny pod korunkou, b - z linguálnej strany, c - odpredu, 3 - Výliatok po M^3 sin. *Mammut borsoni* (Hays, 1834) pri pohľade a - zhora, b - zboku, 4 - *Zygolophodon turicensis* (Schinz, 1833); pohľad na a - okluznu plochu zuba M^3 dext. = spodný tretí pravý molár, b - pohľad na spodnú stranu zubnej korunky s viditeľnými dutinami pod jednotlivými jamami, c - sadrový výliatok dutiny pod korunkovou časťou zuba.

Pl.I - 1 - Cast of tusk viewing onto the a - frontal, b - lateral surface, 2 - Fragment of teeth cast $M_{2,3}$ dext. of species *Mammut borsoni* (Hays, 1834) viewing a - the cast filling below the teeth crown, b - from lingual side, c - frontal, 3 - Teeth cast after M^3 sin. *Mammut borsoni* (Hays, 1834) viewing a - from upper side, b - laterally, 4 - *Zygolophodon turicensis* (Schinz, 1833), view a - of the occlusion surface of M^3 dext. = lower third molar, b - of the lower side of teeth crown with visible cavities below single ..., c - gypsum cast of cavity under the crown part of teeth.

Opis výliatkov

Dutina zuba - cavum dentis - sa nachádza pod zubnou korunkou a zasahuje až do koreňov zuba, kde tvorí kanál koreňa zuba - canalis radicis dentis. Dutina zuba býva vyvinutejšia pri mladých, ešte neprerezaných zuboch alebo pri tých, ktoré sa ešte nezapájali do žuvania.

Prvý je výliatok dutiny k1a (obr. 1a, b). O jeho druhovom zaradení sa neviem vyjadriť. Jeho dĺžka na spodnej strane je 77,9 mm, na vrchnej 75,0 mm, hrúbka vpredu 32,4 mm, vzadu 39,8 mm. Pri pohľade na prednú lomovú plochu možno zrekonštruovať polohu výliatku k1a pri fosilizácii. V hornej časti je vodorovná tmavá vrstva oddeľujúca sivý celistvý travertín od vykryštalizovaného kalcitu v hornej časti výliatku. Okolo výliatku, ale najmä v jeho spodnej časti je zachovaná pôvodná dentínová hmota k1a.

Druhý je výliatok dutiny zuba pravdepodobne $M_{2,3}$ dext. = druhý, alebo tretí pravý vrchný molár. Sú zachované dve jarmá, smerom ku koreňovej časti sa výliatok splošťuje. Na jeho zadnej časti je lomová plocha, kde zub pravdepodobne pokračoval tretím jarmom. V prednej, ako aj na zadnej koreňovej časti výliatku sú zachované zvyšky dentínu. Výška výliatku je 73,0 mm, šírka po dutine prvého jarma 29,4 mm a druhého 31,8 mm. Vzdialenosť vrcholov prvého a druhého jarma je 23,2 mm.

Tretí výliatok je po M_3 sin. = tretí spodný ľavý molár (obr. 3a, b). Sú zachované štyri výliatky dutín po jarmách. Zvyšok ako v predchádzajúcich prípadoch tvorí celistvý sivý travertín. Na laterálnej a ventrálnej ploche zvyšku sú zachované časti dentínu. Dĺžka výliatku je 89,2 mm, šírka na prvom jarme 45,5 mm, na druhom 45,0 mm, na treťom 41,5 a na štvrtom 33,0 mm. Výplň po dutinách má zreteľne zygodontnú stavbu. Na porovnanie na obr. 4a, b, c je sadrový výliatok zuba mastodonta druhu Zygolophodon turicensis (Schinz, 1833). Ide o M_3 dext. = tretí spodný pravý molár z lokality Čujanova pieskovňa na južnej Morave (miocén, báden). Koreňová časť je odlomená, takže výliatok nie je úplný. Z tohto druhu sa vo vrchnom miocéne vyvinul mastodont druhu *Mammut borsoni* (Hays, 1834).

Všetky opísané zvyšky sú v Geologickom prieskume Spišská Nová Ves (Hudáček).

Záver

Nález zvyškov mastodonta druhu *Mammut borsoni* (Hays, 1834) jednoznačne dokazuje, že aspoň časť drevenického travertínu vznikla v pliocéne, azda už vo vrchnom miocéne - ponte.

Literatúra

Fejfar, O. 1964: The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnáčka near Filákovo in Southern Slovakia. *Rozpr. Ústř. Úst. geol., 30, 5 - 115.*

Fejfar, O. & Heinrich, W. D. 1986: Biostratigraphic subdivision of the European Late Cenozoic pased on Muroid Rodents (Mammalia). *Mem. Soc. Geol. Ital., 31, 185 - 190.*

Holec, P. 1985: Finds of Mastodon (Proboscidea, Mammalia) Relics in Neogene and Quaternary Sediments of Slovakia (CSFR). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 10, 13 - 53.*

Holec, P. & Matoušek, B. 1986: Nález vajca druhu Charadrius dubius (Charadriiformes, Aves) v travertíne pri Spišskom Podhradí (ČSSR). *Zborník Slov. nár. Múz., prír. Vedy, XXXII, 179 - 181.*

Ložek, V. 1973: Příroda ve čtvrtohorách. *Vyd. Academia (Praha), 372.*

Matula, M. & Nemčok, A. 1967: Engeneering Geology of Slovak Carpathians. *International Geological Congress XXIII Session Prague. Bratislava, 39.*

Němejc, F. 1927: Květeny československých travertinů. *Věda přír., VIII, Praha, 17.*

Němejc, F. 1967: Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. *Sbor. Nár. muzea (Praha), XXIII B, 1, Praha, 32.*

AKTIVITA SGS

Geotermálne vody v Oraviciach

M. Zakovič

Západné Karpaty sú pre svoju geologicko-tektonickú stavbu bohaté na výskyt termálnej vody. Výnimku netvoria ani Západné Tatry. Na ich severnom úpätí v oblasti Oravíc sú oddávna známe tri pramene so zvýšenou teplotou vody (15,0 - 18,3 °C) a s cel-kovou výdatnosťou asi 20 l/s. Premene vyvierajú na sj. poruchovom pásme z triasových dolomitov krížňanského príkrovu na styku s ílovcovou litofáciou (hutianske súvrstvie) vnútro-karpatského paleogénu.

Pri hydrogeologickom výskume mezozoika Západných Tatier sa vo vývierovej oblasti prameňov roku 1979 vyhĺbil hydrogeologický vrt, ktorý mal overiť hydrogeologické pomery oblasti a možnosť zachytiť teplejšiu vodu, ako vyviera v prameňoch. Hydrogeologický vrt OZ-1 do hĺbky 21 m navŕtal vápence liasu, do 278 m vrchnotriasové dolomity, do 292,5 m súvrstvie karpatského keuperu a do konečnej hĺbky 600 m strednotriasové dolomity. Prevŕtaný komplex patrí krížňanskému príkrovu. Hlavný prítok termálnej vody bol v hĺbke 412 - 436 m s výdatnosťou 25 l/s, ktorá sa do konečnej hĺbky zvýšila na 35 l/s. Teplota vody na ústí vrtu je 28,5 °C a ustálená hladina vody 45 m nad terénom. Navŕtaná termálna voda je Ca-Mg-HCO_3-SO_4 typu s celkovou mineralizáciou 766,8 mg/l. Infiltračná oblasť navŕtanej termálnej vody je v strednotriasových vápencoch krížňanského príkrovu, ktoré na povrch vystupujú na priľahlých svahoch kóty Bobrovec. Hydrogeologický vrt overil hydraulickú spojitosť iba s jedným prameňom, a to Uhličitým, ktorý má najvyššiu teplotu (18,5 °C, M = 708,2 mg/l) a je vo vzťahu k vrtu polohovo najnižšie, hoci sme predpokladali, že najskôr budú o-vplyvnené vyššie pramene. Ich teplota vody je 15,0 °C a M = 534 mg/l. Znamená to, že voda vrtu OZ-1 a prameňa Uhličitý má spoločnú hydrogeologickú štruktúru a ostatné dva pramene majú infiltračnú oblasť v inej hydrogeologickej štruktúre (Zakovič, 1981).

Keďže vodu z tohto vrtu v chránenej oblasti TANAPu nemožno využívať, Okresná správa cestovného ruchu v Dolnom Kubíne realizovala na okraji tejto oblasti exploatačný geotermálny vrt OZ-2.

Vrt je situovaný do sj. poruchového pásma, ktorého jedna vetva prebieha cez vrt OZ-1 a druhá údolím Bobrovského potoka. Vetvy sa pri osade Oravice stýkajú a ďalej prebiehajú údolím rieky Oravica smerom na S k vrchu Skorušina (Zakovič, 1989).

Vrt hlboký 1601 m 417,5 m prevŕtal borovské a hutianske súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu, do 790 m slienité vápence kriedy a do konečnej hĺbky 1601 m dolomity stredného - vrchného triasu. Celý prevŕtaný komplex patrí krížňanskému príkrovu. Prítok termálnej vody je z hĺbky 950 - 1565 m. Ich celková výdatnosť je 120 l/s a teplota vody na ústí vrtu 56 °C. Navŕtaná termálna voda je Ca-Mg-Na-SO_4-HCO_3 typu a celková mineralizácia je 1,2 g/l. Orientačnou hydrodynamickou skúškou sa overilo, že voda vrtu OZ-2 je v hydraulickej spojitosti s vodou vrtu OZ-1, ktorý sa nachádza asi 1,5 km na J. Predpokladáme, že aj voda vrtu OZ-2 má infiltračnú oblasť v hydrogeologickej štruktúre Bobrovec.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 471 - 475

Ferberit - nový minerál v štiavnicko-hodrušskom rudnom poli

MIROSLAV KALINAJ

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 6. 7. 1992, revidovaná verzia doručená 14. 8. 1992)

Ferberite - new mineral in the Štiavnica - Hodruša ore field

Tungsten mineralization in the area of Middle Slovakian neovolcanites is known on several base and precious metal vein structures and on the Klokoč magnetite deposit in form of scheelite and tungsten rich zones in hematites. Ferberite was identified in mineral assemblage of the Rozália vein formed by quartz, hematite, rutile, scheelite, chalcopyrite, hodrushite, emplektite, aikinite, friedrichite, gladite, gold, siderite, marcasite and amethyst. It originated as a result of the emplacement of tungsten rich zones in hematites (up to 4.5 wt % of WO_3) by hydrothermal solutions with carbonate composition under the temperature of 250 - 280 °C, pH = 5 - 7 and concentration of solutions up to 4. wt % eq. NaCl. Chemical analyses have shown low content of hübnerite component (up to 4.5 wt. % of MnO).

Úvod

Na možný výskyt volfrámovej mineralizácie v štiavnicko-hodrušskom rudnom poli (ďalej len ŠHRP) upozornil už Pácal (1956, 1959), ktorý v spektrálnych analýzach kremeňa pigmentovaného hematitom (tzv. cinopel), zistil zvýšený obsah volfrámu (do 0,2 hmot .%). Podľa Koděru (1956b) sa volfrám v tejto paragenéze viaže na predpokladané submikroskopické prímesi volframitu v hematite. Neskôr Koděra (1962), ako aj Kantor a Eliáš (1963) zistili pomerne bežný výskyt scheelitu na rozličných lokalitách v ŠHRP (v žilnej štruktúre Terézia, Špitáler, Bieber, Michal, Hymber, Grüner, Schöpfer, Rozália), ako aj magnetitovom ložisku Klokoč. Scheelit sme v ostatnom čase identifikovali aj v štruktúre Ochsenkopf a Bakaly. Objavením ferberitu, ako aj objasnením foriem vystupovania volfrámu v hematite sa poznatky o tomto type mineralizácie v ŠHRP značne rozšírili.

Podmienky kryštalizácie minerálov radu ferberit - hübnerit

Podľa súčasných poznatkov izotopového výskumu, ako aj výsledkov štúdia fluidných inklúzií sa predpokladá, že minerály radu ferberit - hübnerit kryštalizujú pri teplote 300 ± 30 °C, tlaku 0,55 - 1,65 kbar (Naumov et al., 1971; Ivanova, 1978, in Buhl et al., 1985; Kelly et al., 1979) z hydrotermálnych roztokov obsahujúcich ióny Na^+, K^+, Ca^{2+}, Cl^-, HCO_3^-, F^- v koncentrácii ≈ 30 $g.l^{-1}$ (Suševskaja et al., 1967; Reyf et al., 1977, in Buhl et al., 1985). Analogicky s prírodnými podmienkami sa predpokladá, že ferberit kryštalizuje pri nižšej teplote v mierne kyslých podmienkach, kým hübnerit pri vyššej teplote v mierne alkalických podmienkach (Horner, 1979).

Novšie experimentálne práce (Buhl et al.,1985, 1986) dokázali úplnú miešateľnosť $FeWO_4$-$MnWO_4$ fáz pri T ≈ 250 °C nezávisle od pH roztokov. Podľa uvedených autorov existencia stabilných fáz $FeWO_4$, ako aj $MnWO_4$ pri hodnote pH nižšej ako 4 a vyššej ako 9 nie je možná.

Metodika práce

Pri štúdiu minerálnych asociácií s ferberitom sme používali najmä mikroskopický výskum v odrazenom svetle. Na bližšiu identifikáciu niektorých minerálov sme ich odraznosť merali pomocou mikrospektrofotometra Leitz MPV Compact 2 s použitím štandardu SiC (NPL č. 1195). Veľkosť osvetleného meraného poľa bola 15 μm^2. Vzhľadom na malé rozmery meraných fáz a optické vlastnosti ferberitu (bireflexia) bolo treba použiť veľké zväčšenia (500 - 1350x) a merania vykonávať v imerzii (Cargille typ A, n = 1,5150). Monochromatizáciu svetla sme dosiahli filtrami fy Zeiss radu SS, λ = 436 nm, 479 nm, 545 nm, 589 nm, 645 nm.

Vzťahy minerálov a minerálnych fáz sme študovali pomocou SEM (Jeol 840 JSM, analytik Stankovič). Na semikvantitatívne stanovenie chemického zloženia jednotlivých fáz sme použili energo-disperznú analýzu (EDX), prístroj Jeol 711 (analytik

Caňo a Siman). Limitný obsah prvkov sa pohyboval od 300 do 500 ppm. Kvantitatívne chemické analýzy jednotlivých minerálnych fáz sme získali pomocou rtg mikroanalyzátora Jeol 733 Superprobe (analytikCaňo). Merania prebiehali za podmienok: urýchľovacie napätie 20 KV, prúd 2.10^{-8} A, Mn - LIF, $K\alpha_1$, štandard - willemit; Fe - LIF, $K\alpha_1$, chromit; Ca - PET, $K\alpha_1$, scheelit; W - LIF, $L\alpha_1$, scheelit; Mo - PET, $L\alpha_1$, powellit.

Termokryometrické údaje sme získali meraním fluidných inklúzií v obojstranne leštených platničkách kremeňa a karbonátov v hrúbke 0,2 mm. Pri meraní sme použili aparatúru fy Linkam (komoru TH-600 a THMS-600 a riadiacu jednotku PR-600 a TMS-91). Rýchlosť zmrazovania a zahrievania riadil program a pohybovala sa od 100 do 0,2 °C min^{-1}. Ako chladiace médium sme použili kvapalný dusík.

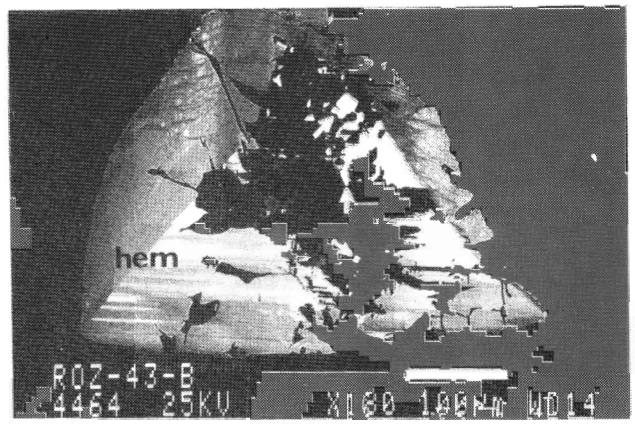
Postavenie ferberitu v minerálnej asociácii

Minerál sme identifikovali vo vzorkách zo žily Rozália (VI. obzor, 3. rudný stĺp), reprezentujúcich jej typický vývoj s kremeňovo-hematitovou paragenézou až kompaktným hematitom, hojným chalkopyritom, Bi-sulfosoľami, ametystom a karbonátmi.

Mikroskopickým štúdiom, energo-disperznou a rtg mikroanalýzou sme zistili minerálnu asociáciu tvorenú kremeňom, hematitom s ostro ohraničenými zónami anomálne obohatenými o volfrám (do 4,5 hmot. % WO_3) vo forme doteraz bližšie neidentifikovaných submikrónových fáz, rutilom s obsahom volfrámu (do 1,44 hmot. % WO_3), výrazne zonálnym scheelitom s variabilným obsahom powellitového člena (do 4,5 hmot. % MoO_3), chalkopyritom, covellínom, bornitom, tetraedritom, Cu-Bi-S-fázami (hodrušit, emplektit, wittichenit) a Cu-Pb-Bi-S-fázami (aikinit, friedrichit, gladit), ako aj bližšie neidentifikovaná CuPbAgBiS(Se) fázou (berryit?), zlatom (rýdzosť 860 - 930), ametystom, sideritom, ferberitom, kalcitom a markazitom.

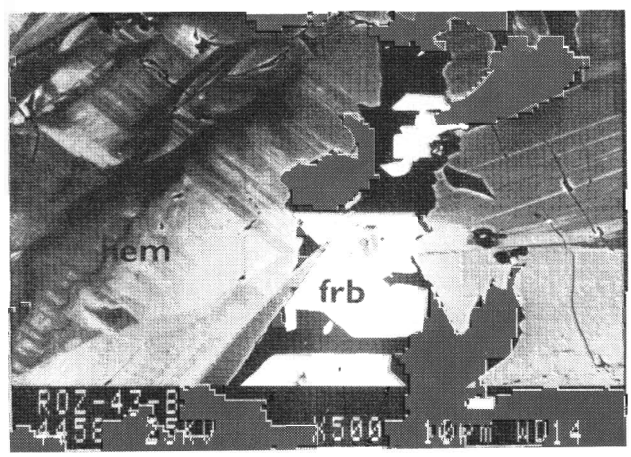
Najstaršími minerálmi v uvedenej asociácii sú kremeň so šupinkovitým hematitom, ktorý miestami vytvára až kompaktné zhluky. V tesnej asociácii so šupinkovitým hematitom možno často pozorovať malé zrniečka rutilu. Drúzové dutinky kremeňa, ako aj medzizrnové priestory hrubokryštalického hematitu vypĺňa chalkopyrit, tetraedrit, Bi-sulfosoli a zlato.

Z mladších minerálov je hojne zastúpený ametyst a siderit intenzívne zatláčajúci chalkopyrit a hematit



Obr. 1. Kryštál hematitu v kremeni. V strednej časti, obohatenej o volfrám (svetlé fázy) a intenzívne zatláčanej sideritom (čierny), možno pozorovať drobné kryštály ferberitu (označené šipkami).

Fig. 1. Crystal of hematite. Small crystals of ferberite (marked with arrows) can be observed in the central part rich in tungsten (light phases) and intensively replaced by siderite (black).



Obr. 2. Ferberit (frb) v siderite zatláčajúcom volfrámové zóny v hematite (svetlé fázy). V kryštáloch ferberitu sú pozorovateľné relikty hematitu.

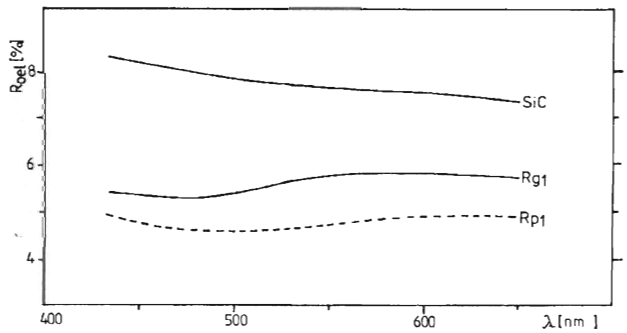
Fig. 2. Ferberite (frb) in siderite replacing tungsten zones in hematite (light phases). Relicts of hematite are visible in ferberite crystals.

(obr. 1), resp. vytvárajúci až pseudomorfózy po hematite. V závere kryštalizácie sa siderit vyznačuje výraznou zonalitou spôsobenou zmenou chemického zloženia roztokov (prímes Ca do 10 hmot. %, Mg do 4,5 hmot. % a Mn do 9 hmot. %).

Ferberit tvorí idiomorfné zrná v sideritových žilkách intenzívne zatláčajúcich hematit (obr. 2), ako aj v čiastočných až úplných pseudomorfózach sideritu po hematite (obr. 1). Veľkosť jeho zŕn dosahuje 70,0 µm. Často možno pozorovať relikty hematitu vo ferberite (obr. 2), ako aj v pseudomorfózach sideritu po hematite.

Za najmladšie minerály v študovanej asociácii možno považovať kalcit a karbonáty premenlivého zloženia v podobe výplne drúzových dutiniek v kre-

meni, ako aj vo forme mladších prírastkových zón sideritu a ojedinelé zrniečka markazitu na styku karbonátov a chalkopyritu.



Obr. 3. Krivky odraznosti ferberitu Rg_1 a Rp_1 a štandardu SiC (NPL č. 1195) v imerzii (Cargille A).

Fig. 3. Reflectance curves Rg_1 and Rp_1 of ferberite and SiC standard (NPL No. 1195) in immersion (Cargille A).

TAB. 1
Rtg-mikroanalýzy a kryštalochemické vzorce ferberitu
X-ray analyses and crystallochemical formulae of ferberite

Č. anal.	MnO	FeO	CaO	WO_3	MoO_3	Suma
1	4,35	20,32	0,03	74,62	0,00	99,34
2	3,22	20,73	0,03	75,24	0,08	99,32
3	2,10	22,00	0,07	74,70	0,00	98,87
4	2,00	22,20	0,04	74,10	0,04	98,42
5	3,18	20,31	0,05	76,63	0,24	100,41
6	1,12	22,65	0,01	74,78	0,00	98,56
7	3,51	18,61	0,03	76,05	0,00	98,20
8	3,24	18,75	0,02	76,17	0,13	98,30
9	2,86	20,39	0,06	75,94	0,07	99,33
10	2,98	20,07	0,04	77,13	0,00	100,22
11	2,86	19,14	0,02	76,58	0,00	98,58
12	1,81	21,59	0,02	76,81	0,07	100,29
13	1,99		0,00	77,18	0,00	100,41

1	$(Fe_{0,86},Mn_{0,19})_{1,05}W_{0,98}O_4$
2	$(Fe_{0,88},Mn_{0,14})_{1,02}W_{0,99}O_4$
3	$(Fe_{0,94},Mn_{0,09})_{1,03}W_{0,99}O_4$
4	$(Fe_{0,95},Mn_{0,09})_{1,04}W_{0,99}O_4$
5	$(Fe_{0,85},Mn_{0,14})_{0,99}W_{1,00}O_4$
6	$(Fe_{0,85},Mn_{0,14})_{0,99}(W_{1,00},Mo_{0,01})_{1,01}O_4$
7	$(Fe_{0,97},Mn_{0,05})_{1,02}W_{0,99}O_4$
8	$(Fe_{0,81},Mn_{0,14})_{0,95}W_{1,01}O_4$
9	$(Fe_{0,87},Mn_{0,12})_{0,99}W_{1,00}O_4$
10	$(Fe_{0,85},Mn_{0,13})_{0,97}W_{1,01}O_4$
11	$(Fe_{0,82},Mn_{0,12})_{0,94}W_{1,02}O_4$
12	$(Fe_{0,91},Mn_{0,08})_{0,99}W_{1,00}O_4$
13	$(Fe_{0,89},Mn_{0,08})_{0,98}W_{1,01}O_4$

Identifikácia ferberitu

Minerál sa v odrazenom svetle vyznačuje pomerne nízkou odraznosťou, zreteľnou bireflexiou a výraznou anizotropiou. Slabé hnedočervené vnútorné reflexy boli pozorovateľné len pri veľkom zväčšení v imerzii.

Krivky odraznosti ferberitu a použitého štandardu v imerzii sú vynesené v obr. 3. Charakteristické zvýšenie odraznosti ferberitu v oblasti 480 až 600 nm je na rozdiel od plynulého poklesu odraznosti typického pre hübnerit (Čviljova et al., 1988) v dobrej zhode s údajmi z literatúry, ako aj so zistenými údajmi o chemickom zložení.

Semikvantitatívne energo-disperzné analýzy chemického zloženia ferberitu preukázali z hlavných prvkov prítomnosť Fe, Mn, W a z vedľajších Ca a Mo. Obsah ostatných prvkov bol pod detekčným limitom EDX-analýzy. Z kvantitatívnych rtg mikroanalýz uvedených v tab. 1 je zrejmé, že ide o ferberit s malým podielom hübneritového člena (do 4,5 hmot. % MnO).

Diskusia

Vznik ferberitu v študovanej minerálnej asociácii je podľa našich doterajších poznatkov úzko spätý so zónami v hematite obohatenými o volfrám a s mladším procesom prínosu karbonátov (sideritu). Tieto zóny sme objavili pri preverovaní starších údajov o vyššom obsahu volfrámu v kremeňovo-hematitovej paragenéze (Pácal, 1956, 1959; Koděra, 1956a, 1956b, 1986), čo tieto údaje do istej miery vysvetľuje. O wolfrám obohatené zóny sme zistili v hematitoch zaraďovaných do III. až IV. periódy mineralizácie podľa Koděru (1956b, 1959a, 1959b), resp. do III. až IV. periódy subperiódy 6 a 7 podľa Kovalenkera et al., (1991). Do tohto časového intervalu možno podľa uvedených autorov, ako aj podľa našich poznatkov (Jeleň et al., 1989) zaradiť aj scheelit, pričom volfrámový hematit vystupuje voči scheelitu ako jednoznačne starší minerál (tab. 2).

Štúdiom vzťahu ferberitu k volfrámovým zónam v hematitoch pomocou SEM sme zistili, že minerál kryštalizuje výlučne v zónach hematitu s najvyššou koncentráciou volfrámu (do 4,5 hmot. % WO_3) intenzívne zatláčaných mladším sideritom, resp. až v pseudomorfózach sideritu po týchto zónach (obr. 1 a 2).

Teplotné podmienky kryštalizácie ferberitu sme určili nepriamo štúdiom fluidných inklúzií v kremeňovo-hematitovej paragenéze a ametyste. Podľa nameraných hodnôt predpokladáme vznik kremeňovo-hematitovej asociácie z hydrotermálnych roztokov typu NaCl - KCl - H_2O s koncentráciou 2,5 - 7,0 hmot. % ekv. NaCl pri teplote 270 až 340 °C. Mladší ametyst kryštalizoval pri teplote 280 - 300 °C

TAB.2
Sukcesia mineralizácie žily Rozália (Koděra, 1959b, upravené)
Mineral succesion of the Rozália vein (Koděra, 1959b, revised)

Minerály	Mineralizačné periódy						
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	sek.m
kremeň	—	—	—	—	—	—	
sfalerit		—		—		—	
galenit		—		—		—	
chalkopyrit	—	—		—	—	—	
pyrit	—	—	—	—	—		
tetraedrit				—	—		
markazit						—	
emplektit				—			
wittichenit				—			
hodrušit				—			
matildit				—			
alkinit				—			
gladit				—			
friedrichit				—			
berryit (?)				—			
zlato				—		?	
elektrum							
hematit			—	—	—		
ferberit						—	
scheelit				—			
kalcit		—		—	—	—	
Mn kalcit						—	
aragonit							
siderit						—	
baryt						—	
bornit							—
chalkozín							—
covellín							—
malachit							—
limonit							—
sadrovec							—
kaolinit				—			—

z roztokov podobného zloženia s koncentráciou 4 - 5 hmot. % ekv. NaCl. Z časového hľadiska (tab. 2) predpokladáme vznik samotného ferberitu v súvislosti s procesom zatláčania volfrámových fáz v hematite karbonátmi V. periódy - ametystovej (v zmysle Koděru, 1959), t.j. za intenzívneho prínosu iónov Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mn^{2+}, Mg^{2+}, Cl^- a HCO_3^-. Teplotu kryštalizácie karbonátov, typ a koncentráciu roztokov sa vzhľadom na zriedkavosť a malé rozmery fluidných inklúzií nepodarilo určiť.

Záver

Na základe uvedených výsledkov, niektorých experimentálnych prác a poznatkov z viacerých prírodných výskytov minerálov ferberitovo-hübneritového radu možno predpokladať, že ferberit vznikal v žilných štruktúrach ŠHRP v mimoriadne špecifických podmienkach, t.j. pri teplote 250 - 280 °C pôsobením hydrotermálnych roztokov (pH 5 -7) karbonátového zloženia s koncentráciou do 4 hmot. % ekv. NaCl na zóny hematitu s anomálnym obsahom volfrámu. Doteraz neznáme formy vystupovania volfrámu v hematite sa v súčasnosti skúmajú pomocou transmisnej elektrónovej mikroskopie a Mössbauerovskej spektroskopie. Vzhľadom na špecifické podmienky vzniku ferberitu nie je širší výskyt tohto minerálu v žilných štruktúrach ŠHRP pravdepodobný.

Literatúra

Buhl, J. Ch. & Willgallis, A. 1985: On the hydrothermal synthesis of wolframite. *Chem. Geol., 48, 93 - 102.*

Buhl, J. Ch. & Willgallis, A. 1986: The low- temperature crystallization of (Fe, Mn)WO_4 (wolframite), (Zn, Fe)WO_4 (sanmartinite) and (Zn, Mn)WO_4 solid solutions under hydrothermal conditions. *Chem. Geol., 56, 271 - 279.*

Čviljova, T. N., Bezsmertnaja, M. S. & Spiridonov, E. M. 1988: Spravočnik - opredelitel' mineralov v otražennom svete. *Nedra (Moskva), 504.*

Horner, C. 1979: Solubility and hydrolysis of $FeWO_4$ and $MnWO_4$ in the 25 °C - 300 °C range, and the zonation of wolframite. *Chem. Geol., 27, 85 - 97.*

Jeleň, S., Kalinaj, M. & Kotúlová, J. 1989: Nové poznatky o scheelitovej mineralizácii na ložisku Banská Štiavnica. *In: Zborník, Donovaly, 91 - 96.*

Kantor, J. & Eliáš, K. 1963: Nález scheelitu na rudných žilách v Banskej Štiavnici, Hodruši a Vyhniach. *Geol. Práce, Zpr., 27, 5 - 29.*

Kelly, W. C. & Rye, R. O. 1979: Geologic fluid inclusions and stable isotope studies of the tin - tungsten deposits of Panasquira, Portugal. *Econ. Geol., 74, 1721 - 1823.*

Koděra, M. 1956a: Stručná charakteristika paragenetických pomerov a chemizmu Terézia žily v Banskej Štiavnici. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 7, 19 - 32.*

Koděra, M. 1956b: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Zoš., 42, 3 - 110.*

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

Koděra, M. 1959b: Paragenetický a geochemický výskum Rozália žily v Hodruši. *Geol. Práce, Zoš., 54, 225 - 263.*

Koděra, M. 1962: Zpráva o výskyte scheelitu vo Vyhniach a v Banskej Štiavnici. *Čas. Mineral. Geol., 7, 443.*

Koděra, M. et al. 1986: Topografická mineralógia Slovenska. I. *Veda, Bratislava, 577.*

Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Levin, K. A., Naumov, V. B., Prokofjev, V. J. & Rusinov, V. L. 1991: Mineral assemblages and physical - chemical model of the formation of gold - silver - polymetallic mineralization on the deposit Banská Štiavnica (Central Slovakia). *Geol. Carpathica, 42, 291 - 302.*

Pácal, Z. 1956: Může být wolfram v banskoštiavnických rudách? *Čas. Mineral. Geol., 1, 295.*

Pácal, Z. 1959: Wolfram z hematitu z Banské Štiavnice. *Sbor. Ústř. Úst. geol., 24, 116 - 117.*

Ferberite - new mineral in the Štiavnica - Hodruša ore field

Tungsten mineralization in the area of Middle Slovakian neovolcanites is known on several base and precious metal vein structures and on the Klokoč skarn magnetite deposit. It is represented by sporadic occurences of scheelite and abundant hematite with high contents of tungsten, classified with the 3th and 4th period of mineralization (Koděra, 1956a, 1956b, 1959a, 1959b, 1986; Kovalenker et al., 1991). According to the above mentioned authors, tungsten is bound in hematites on supposed submicroscopical phases of wolframite on intergrowths of hematite crystals. On the basis of our latest knowledge, tungsten is concentrated in hematites in sharply confined zones in form of submicron nonidentified phases (Krištín, personal information, 1992), which are now a subject of investigation using transmission electron microscopy and Mössbauer spectroscopy.

Ferberite has been identified in mineral assemblage of the Rozália vein consisting of quartz, hematite with high content of tungsten

(up to 4.5 wt % of WO_3), rutile, scheelite, chalcopyrite, hodrushite, emplectite, wittichenite, aikinite, friedrichite, gladite, gold with fineness 860 - 930, amethyst, siderite and marcasite. Its origin is closely connected with intensive emplacement of tungsten rich zones in hematites by siderite (Fig. 1) to pseudomorphes of siderite (Fig. 2).

EDX analyses of chemical composition of ferberite have shown the presence of main elements Fe, Mn, W and subsidiary elements Ca and Mo. Contents of other elements were below the detection limit of EDX analyse. It is obvious, from X-ray quantitative microanalyses, given in Tab. 1 that ferberite has a small content of hübnerite component (up to 4.5 wt % of MnO).

We assume, on the basis of investigation of fluid inclusions that ferberite crystallized at the temperature of 250 - 280 °C by the influence of hydrothermal solutions (pH = 5 - 7) of carbonate composition with concentration up to 4 wt % eq. NaCl on hematite zones with anomalous content of tungsten.

TOPOMINERÁLY SLOVENSKA

Kryštály pyritu v spodnojurských vápencoch Belianskych Tatier pri Podspádoch

STANISLAV PAVLARČÍK

Správa Tatranského národného parku, 059 60 Tatranská Lomnica

(Doručené 26. 5. 1992)

Roku 1991 sme v opustenom kameňolome na S od kóty Javorinka (1504, 6) na severnej strane masívu Havrana (2151,4) v Belianskych Tatrách a na JV od Podspádov vo vápencových úlomkoch spodnej jury (liasu) našli pomerne dosť kryštálov pyritu makroskopickej veľkosti.

Pyrit z tejto časti Tatier uvádza už Borza (1959). Vyskytuje sa bežne v slaboslienitých sivých až tmavosivých spodnojurských vápencoch (lotaring - domér) šošovkového pásma Žlebín subtatranskej jednotky, v ktorých je jemne rozptýlený. Liasové vápence s kryštálmi pyritu, zodpovedajúce uvedenému súvrstviu, sú jemnozrnné a majú tmavosivú farbu. Obsahujú okrúhle aj eliptické hľuzy do čierna sfarbených rohovcov. Sú tiež tektonicky popukané a vyhojené tenkými aj hrubšími žilkami jemnozrnného sekundárneho kalcitu. Vyskytujú sa v nich aj hrubozrnné agregáty a vzácne aj krátke stĺpčekovité kryštály kalcitu.

Pyrit sa vo vápencoch dosť často vyskytuje vo forme 1-4 mm veľkých samostatných kubických kryštálov, nezriedka vzájomne poprerastaných. Farba závisí od stupňa jeho zvetrania. Zvyčajne je svetložltá so silným kovovým leskom alebo tmavosadzná s matným leskom hladkých kryštálových plôch.

Oxidáciou sa pyrit rozkladá na hrdzavohnedý alebo okrový limonit. Reakciou vznikajúcej kyseliny sírovej s vápencom a neskôr po vyplavení limonitu vodou zostávajú vo vápenci hojné drobné aj väčšie okrúhle jamky, ktoré sú špecifickým príkladom korózie karbonátov.

Chemický rozklad pomerne vysokého obsahu pyritu do istej miery pôsobí ako významný acidifikačný faktor ovplyvňujúci nielen karbonátové podložie a tvorbu pôdneho horizontu, ale zrejme má vplyv aj na okolité rastlinné spoločenstvá, najmä na lesný porast.

Literatúra

Borza, K. 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, X, 1,*

AKTIVITA SGS

Nerastné suroviny a životné prostredie

(Medzinárodné sympózium)

Š. Richter

V dňoch 19. až 22. októbra 1992 sa konalo v Košiciach medzinárodné sympózium "Nerastné suroviny a životné prostredie". Organizátormi tohto podujatia bola Geoekonomická asociácia v spolupráci s Geofondom Bratislava. Záštitu nad organizáciou sympózia malo Ministerstvo životného prostredia SR. Sympózia sa zúčastnilo celkom 126 účastníkov, z toho 16 bolo zo zahraničia (z Anglicka, Grécka, Írska, Ruska, Slovinska, Švédska a Ukrajiny), odznelo 35 prednášok a účastníci demonštrovali 5 posterov. Abstrakty prednášok sú uverejnené v zborníku. Sympózium sponzorovali VSŽ Košice, a. s.; Hutné stavby Košice, a. s.; Inžinierske stavby, k. p. Košice; Východoslovenské energetické závody, š. p., Košice; SMZ, š.p., Košice; Rudný projekt Košice a spoločnosť Razant s r. o.

Odborný program sympózia bol rozdelený do troch tém:

- Nerastné suroviny a možnosti ich aplikácie pri ochrane životného prostredia
- Geologický prieskum, ťažba, spracovanie nerastných surovín a výroba energie vo vzťahu k ekológii
- Veda a technika pri hodnotení ekologických situácií vo väzbe na ťažbu a využívanie nerastných surovín.

Väčšina prednášok k prvej téme poukázala na reálnu možnosť využitia mnohých druhov nerastných surovín pre ochranu životného prostredia. Pozornosť sa venovala hlavne zeolitu (11 prednášok), ďalej bentonitu, perlitu, vápencom, ílovým horninám a serpentinitu.

Z prednášok druhej témy vyplynula nutnosť minimalizovať negatívny vplyv ťažby úpravy a spracovávania nerastných surovín, vrátane výroby energie na životné prostredie.

Účastníci sympózia v spolupráci s predsedníctvom (Prof. Ing. Dr. František Špaldoň, DrSc., člen korešpondent SAV, Prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc., Prof. Ing. Mirko Palas, CSc. a Prof. Ing. František Šiška, DrSc.) prijali odporúčania pre geologické organizácie na Slovensku :

1. Zhodnotenie ložísk zeolitu, bentonitu, diatomitu a ďalších druhov, ktoré majú sorbčné a izolačné vlastnosti a charakter ekologickej suroviny, a to formou atestov a katalógov so všestranným využitím poznatkov aplikovaného výskumu. Tieto údaje poskytnúť podnikateľským subjektom a ťažobným organizáciám. Pre tento účel sa žiada urýchlene doplniť štúdiu "Zeolity" spracovanú v Geofonde Bratislava (1990) o aplikáciu pre praktické využitie (ložiská Nižný Hrabovec a Bartošova Lehôtka).

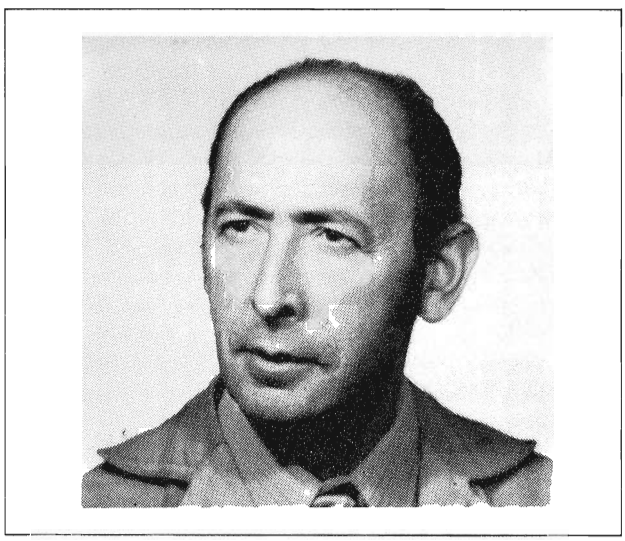
2. Rozpracovať závery o úprave nerudných surovín v privatizovaných podmienkach za účasti zahraničného kapitálu, najmä o bentonite, zeolite, diatomite, ale aj o keramických surovinách. V tomto smere by malo dôjsť k radikálnej zmene ak sa má prekonať doterajšia bariéra nedostatočného využívania domácej surovinovej základne. Je to záujem najmä ťažobných a podnikateľských subjektov.

3. Podporovať a cieľavedome pripravovať zmeny v doterajších trendoch využívania niektorých druhov nerastných surovín (magnezity) tak, aby sa pri ich ťažbe a úprave minimalizovali negatívne dopady na životné prostredie.

4. Vypracovať takú formu ekonomickej zainteresovanosti geologickoprieskumných, ťažobných a upravárenských procesov, ktorá zvýši efektívnosť ich činnosti pri zachovaní racionálneho využívania nerastných surovín a zároveň splní požiadavku ochrany životného prostredia.

Mineralia slovaca, 24 (1992), 477 - 483

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc.
(1924 - 1992)



28. mája 1992 po dlhej ťažkej chorobe zomrel popredný slovenský geológ a paleontológ doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., vedec európskeho, ba svetového mena.

J. Seneš už na prahu svojej vedeckej kariéry v povojnových rokoch nápaditosťou a pozoruhodnými vedeckými výsledkami vošiel do povedomia vtedy ešte malej slovenskej geologickej obce združenej okolo univ. prof. Dimitrija Andrusova. Čoskoro sa vďaka jeho ideí o nevyhnutnosti revidovať stratotypy neogénnych chronostratigrafických stupňov stal uznávaným vedcom v strednej Európe. Neskôr aktivitou najmä v Regionálnej komisii pre stratigrafiu mediteránneho neogénu (RCMNS) a pri realizácii projektu IGCP č. 25 jeho osobnosť a dielo prenikli do povedomia vedeckých geologických kruhov mediteránnej oblasti, ako aj zámoria.

Doc. dr. Ján Seneš, DrSc., sa narodil 3. februára 1924 v Košiciach. Tam maturitou ukončil stredoškolské štúdiá a vzhľadom na známe okolnosti vojnových rokov, keď boli Košice súčasťou Maďarska, začal študovať na univerzite v Budapešti, kde sa roku 1942 zapísal na prírodovedeckú fakultu. Od roku 1945 pokračoval v štúdiách na bratislavskej univerzite a tam po absolvovaní získal titul RNDr. Ako jeden z prvých slovenských geológov získal hodnosť kandidáta vied v odbore geológie a roku 1967 doktora geologických vied. V tomže roku sa na Univerzite J. E. Purkyňu v Brne habilitoval za docenta.

Pracovnú kariéru začal zosnulý v Handlovských uhoľných baniach (1947 - 1952), odkiaľ prešiel do Uhoľného prieskumu v Turčianskych Tepliciach (1952 - 1955) a potom 10 rokov pracoval v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave (1955 - 1965). Jeho posledným pracoviskom, na ktorom vrcholila jeho vedecká dráha, bol Geologický ústav SAV v Bratislave.

J. Seneš publikoval 213 vedeckých prác, z toho 9 rozsiahlych monografií. V prvom súbore prác, ktoré vznikli v súvislosti s uhoľnou prospekciou na Slovensku v 40. a 50. rokoch, predložil nové poznatky o terciéri na južnom Slovensku, o jeho biostratigrafii a o nových nálezoch makrofauny (2-6, 8, 9, 11, 12, 13, 17, 22, 34, 36, 46, 49, 51, 65, 80).

Neskôr bol koordinátorom geologického mapovania pri uhoľnej prospekcii na východnom Slovensku. Okrem praktických úloh riešil principiálne vedecké problémy stavby, litológie a biostratigrafie východoslovenskej panvy. Spolu s prof. J. Švagrovským a dr. J. Janáčkom patrí medzi pionierov v poznávaní geológie tejto panvy (14, 19, 21, 24-26, 27, 28, 30, 31, 33, 37, 38, 41, 42, 44, 76, 80).

Spolupracoval aj pri vyhľadávaní uhlia vo východnej časti Podunajskej nížiny. V tejto oblasti sa venoval najmä problematike štúrovského paleogénu, ktorý litologicky rozčlenil, biostratigraficky spracoval a posúdil litologické zmeny v priestore v závislosti od synsedimentárnej tektoniky. Podrobne spracoval jednu z najkrajších paleontologických lokalít na Slovensku (Kováčov pri Chľabe, 53) a koreloval štúrovský paleogén s uhľonosným paleogénom v oblasti Dorog - Tatabánya (45, 62, 65, 68, 75, 76, 81, 82, 85). Popri paleogéne študoval aj mladší neogén na východnom okraji podunajskej panvy (15, 74, 75).

Svoje poznatky o terciérnych uhoľných ložiskách, získané viacročnou prospekčnou činnosťou pre Handlovské uhoľné bane a neskôr pre Uhoľný prieskum, zhrnul a zovšeobecnil s ohľadom na prognózy vyhľadávania uhlia, uhoľných ložísk na Slovensku (39).

Popri bádateľskej práci na južnom a východnom Slovensku a v Podunajskej nížine upriamil svoju pozornosť aj na morské a brakické vývoje staršieho neogénu vo vnútorných kotlinách Západných Karpát (54, 56).

Pre hlboké poznanie neogénu Slovenska poverila redakčná rada Geologickej mapy Česko-Slovenska v mierke 1:200 000 doc. dr. Seneša redakciou dvoch listov tejto mapy (73, 75) a vyžiadala si jeho spoluprácu na rade ďalších listov, kam zasahujú neogénne sedimenty. Bol spoluautorom aj následného diela - prvej regionálnej geológie Česko-Slovenska (104, 105).

Doc. dr. Seneš bol nielen vynikajúcim geológom, ale aj erudovaným paleontológom. Popri systematických a opisných prácach (opísal rad nových druhov mäkkýšov) využíval paleontológiu na účely biostratigrafie a študoval paleobiocenózy z hľadiska biotopu, ekosystémov prostredia a poznatky prenášal do paleogeografických interpretácií (5, 9, 13, 15, 16, 25, 26, 32, 46, 53, 54, 58, 61, 71, 72, 78, 86, 88 - 91). Vo svojej poslednej vedeckej práci navrhol terminológiu fosílnych šelfových ekosystémov (213).

Pri štúdiu paleobiocenóz bral do úvahy výsledky pozorovaní života recentných biocenóz. Robil tak, využívajúc svoju potápačskú rutinu, lebo potápačstvo bolo jedným z jeho koníčkov. Aktuogeologické výskumy robil na baltskom, jadranskom, čiernomorskom a karibskom pobreží

a na plytkom šelfe (90 - 93, 201 - 205, 212). V rámci tejto aktivity zorganizoval kubánsko-československú expedíciu v Karibskom mori a celé desaťročie intenzívne spolupracoval s Institutom za istraživanije mora v Rovinji. Aktuogeológia a štúdium fosílnych briocenóz a ich životných podmienok ho viedli k paleogeografickým úvahám a rekonštrukciám, ktorými dal základ paleogeografii Západných Karpát v neogéne, ale aj širším paleogeografickým koncepciám v rámci Paratetydy (55, 59, 63, 64, 70, 74, 77, 107, 108, 137). Sám alebo v spoluautorstve s významnými odborníkmi publikoval aj niekoľko širšie koncipovaných prác o neogéne Západných Karpát, centrálnej Paratetyde a interregionálnej korelácii neogénu (87, 111, 170, 202).

Značnú časť svojej vedeckej činnosti venoval otázke neogénnych stratotypov (47, 48, 83, 94, 95, 109, 120, 121, 127, 135, 136, 150, 152, 154), teórii chronostratigrafie (198) a teoretickému i praktickému zdôvodneniu regionálnych stupňov (210). Presadzoval ich revíziu a v prípade paratetydného neogénu sa zaslúžil o definíciu nových regionálnych geochronologických stupňov. Redigoval encyklopedické dielo Chronostratigraphie und Neostratotypen a prispel do autorsky všetkých doteraz vydaných zväzkov s výnimkou dvoch posledných (96 - 103, 112 - 119, 128 - 134, 138 - 149, 155 - 162, 164 - 165, 174 - 180). Študoval a porovnával staré stratotypy oligocénu a neogénne komplexy v rámci Paratetydy mediterránnej aj európskej boreálnej oblasti (66, 106, 110 - 123 - 126, 163, 166, 181, 182, 184, 185, 187, 188). Jeho aktivita v tejto oblasti vyvolala živý ohlas najprv na pôde Regionálnej komisie pre stratigrafiu mediterránneho neogénu (RCMNS), na ktorej kongresoch sa zúčastňoval prakticky od jej vzniku (67, 79, 127). Jeho medzinárodná vedecká aktivita a ohlas, ktorý ňou získal, mu priniesli najväčšie ocenenie, ale aj nesmierne pracovné vypätie, keď bol v dvoch medzikongresových obdobiach predsedom RCMNS a v tejto funkcii organizoval 6. kongres RCMNS (Bratislava, 1975). O tomto období vedeckej kariéry doc. dr. J. Seneša podáva obraz rad vedeckých a vedecko-organizačných prác (151 - 154, 166 - 169, 173). Treba dodať, že 6. kongres RCMNS bol jedným z najlepšie pripravených, vedecky produktívnych a mal najväčší počet účastníkov. V Bratislave vznikla myšlienka IGCP projektu č. 25: "Stratigrafická korelácia tetydného a paratetydného neogénu". Projekt pripravil, predložil na schválenie a po celý čas trvania veľmi efektívne riadil doc. dr. Seneš. Svojou aktivitou, vitalitou a optimizmom stmelil široký kolektív vedcov z Európy vrátane vtedajšieho ZSSR, Blízkeho východu a severnej Afriky, ktorý položil základy korelácie regionálnych chronostratigrafických jednotiek neogénu, vyriešil rad dlhotrvajúcich sporov v korelácii medzi východnou a západnou Paratetydou. Projekt posunul poznatky o neogéne na podstatne vyššiu kvalitatívnu úroveň a urobil prvé kroky pre rekonštrukcie v klasickej aj palinspastickej paleogeografii v rámci mediterránno-paratetydného regiónu. Aktivitu a zástoje zosnulého doc. dr. J. Seneša pri zostavení, vedení a zhodnotení projektu dokumentuje široká paleta jeho vedeckých a organizačných prác (171, 172, 183 - 190, 192, 194, 195, 196, 199, 206 - 209, 211).

Doc. dr. Seneš sa venoval geologickým štúdiám aj v zahraničí. Študoval niektoré otázky geológie Maďarska, neogén Bulharska v centrálnej paratetydnej oblasti, problematiku biocenóz príbrežných zón v mediteránnej a karibskej oblasti (10, 36, 50, 52, 60, 80, 81, 90 - 93).

Základom ohlasu jeho vedeckej činnosti vo svete je 36 publikácií zverejnených v zahraničných vedeckých časopisoch zvučného mena (Compte Rendus Sc. Soc. géol. Paris, Mémoires BRGM, Leithaiana Oslo, Giorn. Geol. Bologna, Földtani Közlöny Budapest) a v zborníkoch geologických kongresov, počínajúc svetovým geologickým kongresom cez kongresy RCMNS a KBGA až po rozličné sympóziá zaoberajúce sa problematikou neogénu.

Vedecky pracoval aj v speleológii, ba dokonca jeho prvá odborná publikácia bola z tohto odboru a zhrnula poznatky zo speleologického výskumu (1, 7, 18, 20, 23, 29, 35, 43). Našiel si čas aj na napísanie zdravíc jubilujúcim geológom, nekrológov a spomienok na popredné osobnosti slovenskej geológie (57, 59, 122, 191, 193, 200).

Nezabúdal ani na popularizáciu svojej favoritky - geológie. Napísal viac populárno-vedeckých článkov, tri knižné diela tohto žánru (214 - 216) a natočil i režíroval tri náučné filmy.

Doc. dr. Seneš popri vedeckom zaujatí bol aj pedagógom. Prednášal na Komenského univerzite v Bratislave a na niekdajšej Univerzite J. E. Purkyňu v Brne.

Mal mimoriadne organizačné schopnosti a angažoval sa v mnohých vedeckých radách a komisiách. Od roku 1958 bol členom Stratigrafickej komisie pri ČSAV, roku 1967 sa stal členom predsedníctva RCMNS a neskôr jeho predsedom. Bol členom Československého národného komitétu pre geológiu. Veľmi aktívne pracoval v komisii pre Paratetydu v rámci KBGA a bol koordinátorom IGCP projektu č. 25 (1973 - 1983). Roku 1979 sa stal predsedom Subkomisie pre neogénnu stratigrafiu (SNS).

Za dlhoročnú vedeckú a organizačnú prácu v geológii dostal viaceré vyznamenania (Zlatá medaila Dionýza Štúra za zásluhy o rozvoj prírodných vied, Medaila J. E. Purkyňu, vyznamenanie za rozvoj československo-maďarskej spolupráce), bol čestným členom maďarskej a rakúskej geologickej spoločnosti, aktívnym členom Slovenskej geologickej spoločnosti (bol spoluorganizátorom niekoľkých zjazdov spoločnosti).

Doc. dr. J. Seneš, DrSc., popri intenzívnej vedeckej práci dokázal naplno žiť, šíriť vo svojom okolí optimizmus, dobrú náladu, pracovný entuziamus. Mal neuveriteľné množstvo koníčkov, ktoré viac či menej súviseli s jeho profesiou a so štúdiom prírody. Ako horolezec poznával vrcholy horstiev, ako speleológ prenikol do útrob Zeme, ako potápač do hĺbok mori, ako športový letec plachtár do blankytných výšok, ako lyžiar vzdával hold krásam zimnej spiacej prírody, holdoval dynamike automobilizmu, bol dobrým fotografom a kameramanom. Záľubou vo filatelii prejavil zmysel pre detail. Dalo by sa povedať, že k jeho koníčkom patrila aj organizátorská práca, ktorej sa vždy s plným nasadením a húževnatosťou venoval a vždy ju doviedol do úspešného konca.

Rekapitulujúc bohatý tvorivý život zosnulého, skláňame sa s úctou pred jeho intelektom, ktorým obohatil slovenskú aj európsku geológiu. Možno len ľutovať, že choroby na sklonku jeho plodného života nedovolili uzavrieť kruh

jeho diela. Isteže z bohatej invencie tohto vedca zostalo mnohé nedopovedané, nerealizované.

Drahý Janko ! My Tvoji spolupracovníci, priatelia a žiaci Ti vzdávame posledný hold. Tvoje meno zostane zapísané zlatým písmom v našej pamäti i v pamäti generácií, ktoré prídu po nás. Tvoje dielo bude trvalým pilierom našej geologickej vedy. Vzor pracovitosti, veľkorysosti, cieľavedomosti, Tvoj šarm a ľudský priateľský vzťah k iným bude métou pre všetkých, ktorí pôjdu po Tvojich stopách.

Zem, ktorej poznávaniu si sa venoval celou svojou bytosťou, nech Ti je ľahká !

Telesné pozostatky doc. RNDr. Jána Seneša, DrSc., odpočívajú na cintoríne v Bratislave-Petržalke.

D. Vass a M.Kováč

Zoznam vedeckých prác, monografií, kníh a iných prác Doc. RNDr. Jána Seneša, DrSc.

(1) Seneš, J. 1945: Výskumné práce v Juhoslovenskom krase. *Krásy Slov., 24, Turč. Martin.*

(2) Seneš, J. 1949: Geologické štúdie terciéru južného Slovenska. *Práce Št. geol. Úst., 23, 57 - 75.*

(3) Senes, J. 1950: Nález skamenelého kmeňa pri Lučenci a jeho vek. *Geol. Sbor. I., 42 - 43.*

(4) Seneš, J. 1950: Niektoré problémy stratigrafie oligocénu južného Slovenska. *Geol. Sbor. I, 59 - 66.*

(5) Seneš, J. 1950: Helvétska šlírová fauna z okolia Modrého Kameňa. *Geol. Sbor. I., 110 - 129.*

(6) Seneš, J. & Čechovič, V. 1950: Tortón okolia Modrého Kameňa. *Geol. Sbor. I., 130 - 166.*

(7) Seneš, J. 1950: Problémy a možnosti speleológie v Juhoslovenskom krase. *Krásy Slov., 28, 134 - 141.*

(8) Seneš, J. 1951: Geologické pomery územia medzi obcami Rapovce a Čakanovce. *Geol. Sbor. II, 55 - 70.*

(9) Seneš, J. 1951: Nový nález helvétskej fauny pri Pôtore. *Geol. Sbor. II, 71 - 74.*

(10) Seneš, J. 1951: Geologický profil neogénom východného Bulharska. *Geol. Sbor. II, 85 - 90.*

(11) Seneš, J. 1952: Štúdia o akvitánskom stupni. *Geol. Práce, 31, 1 - 77.*

(12) Seneš, J. 1952: Oligocén medzi Šahami a Lučencom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, III, 103 - 133.*

(13) Seneš, J. & Hano, V. 1953: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, III, 315 - 362.*

(14) Seneš, J. & Hano, V. 1953: Predbežná správa o geologickom mapovaní pohoria Popričný a východnej časti pohoria Vihorlat. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, III, 77 - 86.*

(15) Seneš, J. 1953: Spodnosarmatská fauna pri Malej n/Hronom. *Geol. Slov. Akad. Vied Umení, III, 193 - 257.*

(16) Seneš, J. 1954: Príspevok k biocenózam mäkkýšov v morských litorálnych sedimentoch. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, IV, 883 - 892.*

(17) Seneš, J. 1954: Úvahy o niektorých problémoch terciéru Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, IV, 849 - 867.*

(18) Seneš, J. 1954: Geomorfologický a geologický výskum jaskynnej priepasti Barazdaláš na Silickej planine. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, IV, 42 - 62.*

(19) Seneš, J. 1954: Predbežná správa o geologickom mapovaní medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. Práce, Spr., 1, 95 - 96.*

(20) Seneš, J. 1954: Predbežná správa o hydrogeologickom a speologickom výskume Jasovskej planiny. *Geol. Práce, Spr., 1, 173.*

(21) Seneš, J. 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VV, 332 - 358.*

(22) Seneš, J. 1954: Geologická stavba širšieho okolia obce Neporadza v okrese Šafárikovo. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, V, 200 - 204.*

(23) Seneš, J. 1955: Výsledky speleologického výskumu Drienovskej jaskyne v Slovenskom krase. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, V, 16 - 28.*

(24) Seneš, J. 1955: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami, Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. Práce, Spr., 4, 32 - 60.*

(25) Seneš, J. 1955: Výkyvy salinity pri sedimentácii vrchného tortónu východného Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VI, 252 - 257.*

(26) Seneš, J. 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. *Geol. Práce, Spr., 4, 1 - 172.*

(27) Seneš, J. 1956: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 7, 75 - 88.*

(28) Seneš, J. 1956: Vzťahy neogénneho vulkanizmu ku geotektonickej stavbe východného Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, 109 - 115.*

(29) Seneš, J. 1956: Predbežná správa o výskume aragonitovej jaskyne pri Hornom Hrádku, Krásy Slov.

(30) Seneš, J. 1956: Nové názory na vek a vývoj Podvihorlatskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Spr., 6, 47 - 52.*

(31) Seneš, J. 1956: K otázke vzniku uhoľných a ferosideritových sloji v Podvihorlatskej panve. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, 222 - 226.*

(32) Seneš, J. 1956: Hojnosť niektorých druhov mäkkýšov v brakických sedimentoch. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, 214 - 221.*

(33) Seneš, J. 1956: O produktivite uhoľnej panvičky pri obci Banské. *Geol. Práce, Spr., 7, 145 - 150.*

(34) Seneš, J. 1956: Nové názory na stratigrafiu a paleogeografiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, 197 - 213.*

(35) Seneš, J. 1956: A barlangkutatás eredményei és fejtödése az elmult 10 év alatt. Karszt és barlangkutatási tájékoztató. Március-június. *Budapest.*

(36) Seneš, J., Csepreghyné, M. I. 1956: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie des Untermiozän der Südslowakei und Nordungarns. *Neu. Jb. Geol. Paläont., 1 - 13.*

(37) Seneš, J., Švagrovský, J. 1956: Neogén východného Slovenska. *Geol. Práce (Zjazdové číslo), 217 - 280.*

(38) Seneš, J., Jendrejáková, O., Slávik, J. 1956: Biostratigrafické zhodnotenie orientačného vrtu NH() Seneš, J. 14 v Podvihorlatskej lignitovej panve. *Geol. Práce, Spr., 11, Bratislava, 121 - 128.*

(39) Seneš, J. 1956: Uhoľné ložiská Slovenska, ich geológia a perspektíva. *Dni novej techniky pri U. P. v Turč. Tepliciach.*

(40) Seneš, J. 1956: Sur le développment du Neogéne de la Slovaquie d´aprés les nouvelles recherches. *Congres Geolog. International XX Session. Mexico.*

(41) Seneš, J. 1956: Dôkazy na prítomnosť vyššieho brakického sarmatu (bessarab) v Podvihorlatskej panve. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, Bratislava, 96 - 108.*

(42) Seneš, J. 1957: Keletszlovákia ösföldrajzi fajtödése a neogénben. *Földt. Közl., 86, Budapest, 38 - 43.*

(43) Seneš, J. 1957: Výsledky speleologického a geomorfologického výskumu Hačavskej jaskyne v Juhoslovenskom krase. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 9, 27 - 39.*

(44) Seneš, J. 1957: O možnosti výskytu uhoľných ložísk v terciéri východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 10, 66 - 81.*

(45) Seneš, J. 1957: O možnostiach výskytu eocénnych hoľných ložísk v okolí Štúrova. *Věstník ÚÚG 32, Praha, 185 - 191.*

(46) Seneš, J. 1957: Pholadomya andrusovi nov. sp. zo spodného miocénu južného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 12, Bratislava, 3 - 13.*

(47) Seneš, J. 1958: Considérations sur la nécessité de créer des stratotypes nouveaux du Tertiaire de l´Europe. Compte Rendus *Sc. Soc. Geol. France, Paris, 67 - 75.*

(48) Seneš, J. 1958: Kritické poznámky k stratotypom oligocénu a miocénu a k otázke neostratotypov. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, IX, Bratislava, 3 - 26.*

(49) Seneš, J. 1958: Proizchoždenije soderžanija akvitanskoj morskoj fauny vo vnutrennej karpatskej (intrakarpatskej) depresii. *Mežd. geol. konfer. Karpato-Balkanskej Asoc. Kijev-Lvov.*

(50) Seneš, J., Buday, T. & Cícha, I. 1958: Les rélations du miocéne inférieur de la Molasse de l´Autriche et de la Baviere, des Carpates occidentales et du Bassin Intracarpathique. *Congres Soc. Savantes, Marseille, 67 - 75.*

(51) Seneš, J. 1958: Geologické pomery širšieho okolia opornej vrtby Bušince 1. *Práce úst. pro naft. Výzk., 10, 40 - 41.*
(52) Seneš, J., Buday, T. & Cícha, I. 1958: Vzťahy spodního miocenu rakouské a bavorské molassy, jihovýchodní Moravy a vnútrokarpatských paní. *Věst. Ústř. Úst. geol., 33, 313 - 317.*
(53) Seneš, J. 1958: Pectunculus Sande und Egerer Faunentypus bei Kováčov in Karpatenbecken. *Geol. Práce. Monograf. séria, 1, 1 - 247.*
(54) Seneš, J. 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalskych usadenín horného Ponitria. *Geol. Práce, Zoš., 53, 65 - 87.*
(55) Seneš, J. 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratethydy. *Geol. Práce, Zoš., 53, 83 - 108.*
(56) Seneš, J. 1960: Burdigalska fauna v slienitých sedimentoch Považia. *Geol. Práce, Spr., 7, 105 - 114.*
(57) Seneš, J. 1960: K šesťdesiatinám dr. inž. V. Čechoviča. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 11, 29 - 31.*
(58) Seneš, J. 1960: Príspevok k problémom fosilnych brakických biotopov. *Geol. Práce, Spr., 19, 27 - 58.*
(59) Seneš, J. 1960: Entwicklungsphasen der Paratethys. I. *Kongress Internat. Mediterran Neogene. Wien 1959, 181 - 186.*
(60) Seneš, J., Cícha, I. & Tejkal, J. 1960: Zur Frage des Helvets s. s. und zum sog. Oberhelvet im paratethyschen Gebiet. *I. Kongress Internat. Mediterran. Neogene. Wien, 1959, 75 - 84.*
(61) Seneš, J. 1960: Základné analýzy pre biofaciálne hodnotenie fosilných brakických biotopov. *Biol. Práce, X. 2.*
(62) Seneš, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. *Geol. Práce, Zoš., 59, 5 - 43.*
(63) Seneš, J. 1961: A Nyugati Kárpátok ösföldrajzi fejlödése a miocénben. *Földt. Közl., 91, 147 - 161.*
(64) Seneš, J. 1961: Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. *Geol. Práce, Zoš., 60, 159 - 195.*
(65) Seneš, J. 1961: Exkurzia neogénu v Podunajskej nížine a v juhoslovenskej sedimentačnej oblasti. *Zjazdový sprievodca XII, Zjazd ČSMG, Bratislava, 86 - 109.*
(66) Seneš, J. 1961: Préuves de l´Aquitanien: basées sur les recherches géologiques dans la Depression Intracarpathique, *2. Réunion dei Comite del Neogeno Mediterraneo, Sabadell - Madrid.*
(67) Seneš, J. 1962: Správa o zasadaní komisie neogénu. II. Celoslov. geol. konferencia. *Věst. Ústř. Úst. geol., 37, 61 - 62.*
(68) Seneš, J. 1962: A kováčovi harmadkori rétegek faunája és kora Magy. *All. földt. Intéz. évi Jelent., 1957 - 1958, 249 - 255.*
(69) Seneš, J. 1962: Nekrológ člen. korešp. ČSAV V. Čechovič, DrSc. *Čas. Mineral. Geol., 7, 108 - 109.*
(70) Seneš, J. 1962: Paleogeografia Západných Karpát vo vzťahu k ostatnej Paratethyde v miocéne. *Geol. Práce, Zoš., 63, 169 - 172.*
(71) Seneš, J. 1962: K úlohám paleontológie v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Zoš., 63, 121 - 124.*
(72) Seneš, J. 1962: Kritériá pre koreláciu a paleogeografiu miocénu na základe fauny mäkkýšov v centrálnej Paratethyde. *Geol. Práce, Zoš., 63, 125 - 128.*
(73) Seneš, J. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej mape ČSSR. List Nové Zámky. *Edícia Geofond, Bratislava, 1- 106.*
(74) Seneš, J. 1963: Miocén východného okraja Podunajskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 27, 75 - 88.*
(75) Seneš, J. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR List Čierna. *Edícia Geofond, Bratislava, 85 - 110.*
(76) Seneš, J. 1963: Chronological position of synsedimentary cycle. *Geol. Práce, Spr., 28, 127 - 132.*
(77) Seneš, J. 1963: Paleogeografia Západných Karpát v otnošenii k ostaľnomu Paratetisu v miocene. *Communications Sc. 11, Sect. Assoc. Géol. Carpato-Balcanique, Bucuresti, 185 - 189.*
(78) Seneš, J. 1964: Faunistická analýza paratethydného miocénu (Molluska). *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 2, Bratislava, 7 - 75.*
(79) Seneš, J. & Cícha, J. 1964: Konference o problémech mediteranního paleogénu v Bordeaux. *Věst. Úst. geol., 39, Praha, 71 - 75.*
(80) Seneš, J. 1964: Zur Frage des Latterf und zur Korrelation des südslowakischen und nordungarischen Unteroligozäns. *Geol. Práce, Spr., 33, Bratislava, 71 - 85.*
(81) Seneš, J. 1964: A Štúrovo - Dorog - tokodi alsó oligocén problémai. *Földt. Kutatás, 7, Budapest.*
(82) Seneš, J. 1964: Az üledékképződéssei egyidejü kéregmozgások idöbeli helyzete a szedimentációs ciklusokban. *Földt. Kutatás, 7.*
(83) Seneš et al. 1964: Projekt provisoire pour une subdivision chronostratigraphique du Tertiaire. *Mémoires BRGM 28, Paris, 925 - 929.*
(84) Seneš, J. 1965: Vrstvy minulosti a vrstvy dneška. *Svet vedy, 12, 613 - 617.*
(85) Seneš, J. & Ondrejičková, A. 1965: Das Oligozän der Südslowakei und seine Molluskenfauna. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 4, 145 - 198.*
(86) Seneš, J. 1965: Critériums permettent de distinguer les sédiments soumatres de l´Oligocéne de ceux du Miocéne inférieur. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 16, 65 - 71.*
(87) Seneš, J., Buday, T. & Cícha, I. 1965: Miozän der Westkarpaten. Edit. *Geol. Ústav D. Štúra, 1 - 296.*
(88) Seneš, J. 1966: Bioprovinzielle Zusammensetzung des neogene paleontologischen Bildes der Karpaten II. *CMNS Kongress 1964, 197 - 199.*
(89) Seneš, J. 1966: Biologický či geologický smer v paleontológii ? *Geol. Práce, Spr., 34, 223 - 227.*
(90) Seneš, J. 1966: Recent facies of Guanabo shelf (Cuba). *Geol. Sbor. Geol. carpath., 16, 283 - 304.*
(91) Seneš, J. 1966: Geological research methods of reef facies. *Riv. Acad. Cubana, Havana, 17.*
(92) Seneš, J. 1966: Mediterranean algal facies and application on the fossil sediments. *Experiences de la géologie marin. 21, Marseille, 5.*
(93) Seneš, J. 1967: Répartition bathymetrique des Algues fossilisables en Mediterranée. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 18, 141 - 149*
(94) Seneš, J., Cícha, I. & Tejkal, J. 1967: Grundsätze der Chronostratigraphishen Einteilung und Aufstellung von Neostratotypen fur das Miozän des alpin - westkarpatischen Bereiches. *Geol.Sbor.carpath.18, 111() Seneš, J. 115.*
(95) Seneš, J., Cícha, I. & Tejkal, J. 1967: Návrh na vytvorenie Neostratotypov a tzv. otvorenej chronostratigrafickej škály. *Geol. Práce, Spr. 43, 125 - 132.*
(96) Seneš, J., Cícha, I., Tejkal, J. et al. 1967: Karpatien, Chronostratigraphie und Neostratotypen 1. *Vyd. SAV, 1 - 316.*
(97) Seneš, J., Cícha, I. & Tejkal, J. 1967: Die Stufe M^3 (Karpatien). Die Karpatische Serie und ihre Stratotypus in: Chronostratigraphie und neostratotypen 1. *Veda, Bratislava, 35 - 40.*
(98) Seneš, J. et al. 1967: Die Grundlagen der "offenen" stratigraphischen Schemas. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 1. Veda, Bratislava, 10 - 17.*
(99) Seneš, J. et al. 1967: Die Grundlage der Definition der Neostratotypen. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 1. Veda, Bratislava, 18 - 22.*
(100) Seneš, J. et al. 1967: Die Grunlagen der Chronostratigraphischen Gliederung und der Definierung der Neostratotypen für das Miozän des Alpin-karpatischen Gebietes. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 1. *Veda, Bratislava, 23 - 34.*
(101) Seneš, J. et al. 1967: Die Definition des Karpatien einer neuen Zeinteinheit (Stufe) des Miozän. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 1. *Veda, Bratislava, 24 - 35.*
(102) Seneš, J. et al. 1967: Die Karpatische Serie. Die Entwicklung: der Sedimentations Räume in den Westkarpaten in der Zeitspanne des Karpatien und ihre regionale Beziehungen. In: Chronostratigrahie und Neostratotypen 1. *Veda, Bratislava, 36 - 40.*
(103) Seneš, J. et al. 1967: Holostratotypus und Faziostratotypen des Karpatien. In: Chronostratigraphie und neostratotypen 1. *Veda, Bratislava, 41 - 99.*
(104) Seneš, J. 1967: Neogénne panve karpatskej oblasti. *In: Regionální geologie ČSSR. II. Západní Karpaty 2, Vyd. ÚÚG - ČSAV, Praha, 425 - 451; 467 - 480.*
(105) Seneš, J. & Buday, T. 1968: The Neogene Basins of the Carpathians. *In: Regional Geology of Czechoslovakia. II. The West Carpathians. Edit. Academia, Praha, 1 - 360.*
(106) Seneš, J. & Cícha, I. 1968: Sur la position du Miocéne de la Paratéthys centrale dans la cadre du Tertiaire de l´Europe. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 1, 95 - 116.*
(107) Seneš, J. 1968: Dva smery paleogeografie a princípy metodiky výskumu. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty, 11, 107 - 114.*
(108) Seneš, J. 1969: Deux aspects de la paléogéographie et principes des méthods de recherche. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 1, 3 - 10.*
(109) Seneš, J., Cícha, I. & Tejkal, J. 1969: Proposition pour la création de Néostratotypen etc. *G. Geol. (Bologna), 35, 4, 297 - 312.*

(110) Seneš, J. 1969: Les problemes interrégionaux de paléogéographie de la Paratethys. *G. Geol. (Bologna), 35, 4, 333 - 340.*
(111) Seneš, J. & Cícha, I. 1970: Stratigraphische Gliederung des Jungtertiärs des Westkarpaten und ihre Problematik. *Sbor. geol. Věd, 18, 101 - 126.*
(112) Seneš, J., Steininger, F. et al. 1971: Eggenburgien. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. Veda, Bratislava, 1 - 827.*
(113) Seneš, J. & Cícha, I. 1971: Die Beziehung des Eggenburgien zum Untermiozän in der Aquitain un im Rhone Becken. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. Veda, Bratislava, 38 - 42.*
(114) Seneš, J., Cícha, I. & Papp, A. 1971: Beziehungen geochronologischer Begriffe der Zentralen Paratethys zu interregionalen Planktonzonen im Miozän. (Stand nach dem IV. Kongress CMNS 1967). *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. Veda, Bratislava, 29 - 33.*
(115) Seneš, J., Papp A. & Steininger, F. 1971: Die eggenburger Schichtengruppe, M^1. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. *Veda, Bratislava, 49 - 94.*
(116) Seneš, J. & Steininger, F. 1971: Die Definition der Zeiteinheit M^1 (Eggenburgien). In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. *Veda, Bratislava, 45 - 46.*
(117) Seneš, J., Steininger, F. & Čtyroký, P. et al. 1971: Holostratotypus und Faziostratotypen des M^1 - Eggenburgien. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. Veda, Bratislava, 95 - 229.*
(118) Seneš, J. & Čtyroký, P. 1971: Faziostratotypen der eggenburger Schichtengruppe im Raume des Westslowakischen Sedimentationsraumes. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. *Veda, Bratislava, 167 - 180.*
(119) Seneš, J., Báldi, T. & Ondrejičková, A. 1971: Faziostratotypen der eggenburger Schichtengruppe im Raume des Südslowakisch-nordungarischen Sedimentationsgebietes. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 2. *Veda, Bratislava, 181 - 203.*
(120) Seneš, J. 1971: Carpatian. *G. Geol. (Bologna), 2, 37, 65 - 67.*
(121) Seneš, J. & Papp, A. 1971: Sarmatian. *G. Geol. (Bologna), 2, 37, 175 - 177.*
(122) Seneš, J. 1971: Dem Andenken an Doz. Dr. J. Tejkal. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 359 - 360.*
(123) Seneš, J. 1971: Die Stellung des Oberoligozäns und Miozäns der Zentralparatethys in Beziehung zum europäischen Tertiär. *Földtani Közl., 101, 177 - 184.*
(124) Seneš, J. et al. 1971: Korrelation des Miozäns der Zentralen Paratethys (Stand, 1970). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 3 - 9.*
(125) Seneš, J. 1973: Correlation hypotheses of the Neogene Tethys and Paratethys. *G. Geol., 39, 271 - 286.*
(126) Seneš, J. 1973: Sovremennije gipotezy korreľacii neogene Tetisa i Paratetisa. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 355 - 364.*
(127) Seneš, J. 1973: Proposals for the international Commision on Stratigraphy. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 95 - 98.*
(128) Seneš, J., Papp, A., Rögl, F. et al. 1973: Ottnangien. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 3. Veda, Bratislava, 1 - 841.*
(129) Seneš, J. & Cícha, I. 1973: Vergleich des Ottnangien mit äkvivalenten Ablagerungen im Neogen Europas. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 3. *Veda, Bratislava, 32 - 34.*
(130) Seneš, J. et al. 1973: Die Entwicklung der Rzehakia (Oncophora) Formation in der Zentralen Paratethys. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 3. *Veda, Bratislava, 39 - 113.*
(131) Seneš, J. 1973: Die Sedimentationsräume und die Schichtengruppen der Zentralen Paratethys des Ottnangien. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 3. Veda, Bratislava, 45 - 54.*
(132) Seneš, J. 1973: Entwicklung der Salgótarjáner Schichtengruppe. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 3. *Veda, Bratislava, 79 - 84.*
(133) Seneš, J. 1973: Paleogeographische Entwicklung der Zentralen Paratethys während der Zeitspanne des Ottnangien und Beziehungen zu den übringen Sedimentationsräume Europas. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 3. Veda, Bratislava, 120 - 123.*
(134) Seneš, J. 1973: Verzeichnis und Charakter des Holostratotypus und der Faziostratotypen des Ottnangien. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 3. *Veda, Bratislava, 133 - 139.*
(135) Seneš, J. & Cícha, I. 1974: Problemes de la rélation de la Biostratigraphie et de la Chronostratigraphie: étages régionaux et interrégionaux du Tertiaire supérieur. *Memoires BRGM 78, Paris, 745 - 756.*
(136) Seneš, J. et al. 1974: Principles de la subdivision stratigraphique de la Paratethys. *Mém. BRGM 78, 767 - 774.*
(137) Seneš, J. & Marinescu, F. 1974: Cartes paléogéographiques du Néogene de la Paratethys centrale. *Mém. BRGM 78, 785 - 792.*
(138) Seneš, J., Marinescu, F., Papp, A. et al. 1974: Sarmatien. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. Veda, Bratislava, 1 - 707.*
(139) Seneš, J. & Jiříček, R. 1974: Die Entwicklung des Sarmats im den Becken der Westkarpaten in der ČSSR. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. Veda, Bratislava, 77 - 85.*
(140) Seneš, J. & Marinescu, F. 1974: Das Buglowien und seine Aquivalente. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. *Veda, Bratislava, 137 - 138.*
(141) Seneš, J. & Papp, A. 1974: Grundzüge der Entwicklung der Fauna und die Biozonen im Sarmatien s. str. der Zentralen Paratethys. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. Veda, Bratislava, 41 - 42.*
(142) Seneš, J. & Papp, A. 1974: Die Sedimentationsräume und die Schichtengruppen der Zentralen Paratethys im Sarmatien s. str. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. Veda, Bratislava, 71 - 74.*
(143) Seneš, J., Papp, A. & Marinescu, F. 1974: Das Erstaftreten von Hipparion im Intra- und Vorkarpatischen Raum der Paratethys. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. *Veda, Bratislava, 53 - 54.*
(144) Seneš, J. 1974: Einleitung: M^5 Sarmatien. Die sarmatische Schichtengruppe und ihre Stratotypus. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. *Veda, Bratislava, 23 - 27.*
(145) Seneš, J. 1974: Das Sarmat im Innerkarpatischen Sedimentationsraum in der UdSSR. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. *Veda, Bratislava, 89 - 90.*
(146) Seneš, J. 1974: Das Sarmat in der Vortiefe der Karpaten im Volhyno - Podolischen Randgebiet und in der Moldau (UdSSR). In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. *Veda, Bratislava, 112 - 113.*
(147) Seneš, J. 1974: Die Herkunft der endemischen Fauna des Sarmats. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. *Veda, Bratislava, 139 - 140.*
(148) Seneš, J. 1974: Palaeogeographie der Zentralen Paratethys im Sarmatien s. str. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 4. *Veda, Bratislava, 140 - 144.*
(149) Seneš, J. 1974: Verzeichnis und Charakter des Holostratotypus, der Fazio- und Boundary Stratotypen des Sarmatien s. str. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 4. Veda, Bratislava, 157 - 165.*
(150) Seneš, J. 1975: Regionaľnije jarusy Centraľnogo i Vostočnogo Paratetisa. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica 9 (Kraków), 91 - 97.*
(151) Seneš, J. 1975: Introduction, Results, Activity, Organization of the VIth RCMNS Congress Proceedings. *VIth. RCMNS Congress. 1, Bratislava, 11 - 25.*
(152) Seneš, J. 1975: Introduction to the Regional Stages of the Central and Eastern Paratethys. Proceedings *VIth RCMNS Congress. 1, Bratislava, 231 - 236.*
(153) Seneš, J. 1975: Report of the Working Croup on Paratethys. *Rep. Activ. RCMNS Working Groups. 1, Bratislava, 119 - 135.*
(154) Seneš, J. 1975: Proposal for the establishment of standard Regional Stages and of Superstages for the Mediterranean Neogene. *Rep. Activ. RCMNS Working Groups. Bratislava, 141 - 154.*
(155) Seneš, J., Báldi, T. et al. 1975: Egerien. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 1 - 577.*
(156) Seneš, J. et al. 1975: Beziehungen des Egerien zu den übrigen stratigraphischen Einheiten des Mediterranen und Borealen Raumes. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 43 - 48.*
(157) Seneš, J. 1975: Die Stellung des Egerien in der stratigraphischen Skala des Neogens der Zentralen Paratethys. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 35 - 37.*
(158) Seneš, J. 1975: Die Sedimentationsräume und die Schichtengruppen bzw. Formationen der Zentralen Paratethys im Egerien. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 51 - 53.*
(159) Seneš, J. 1975: Die Entwicklung der Bretkaer Formation in der

Tschechoslowakei (Egerien). *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 56 - 63.*

(160) Seneš, J. 1975: Korrelation der einzelnen Schichtengruppen des Egerien. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 77 - 78.*

(161) Seneš, J. 1975: Paläogeographie der Zentralen Paratethys wärend der Zeitspannedes Egerien. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 79 - 84.*

(162) Seneš, J. 1975: Verzeichnis und Charakter des Holostratotypus und der Faziostratotypen (incl. "Boundary and Unit Stratotypes"). *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 87 - 96.*

(163) Seneš, J. et al. 1975: Correlation du Néogene de la Paratethys centrale. *Geol. Surv., Praha.*

(164) Seneš, J. et al. 1975: Die Entwicklung der Egerer Schichtengruppe in Ungarn, in der Tschechoslowakei in Rumänien und in Jugoslawien. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 55 - 62.*

(165) Seneš, J. & Báldi, T. 1975: Die Definition der Zeiteinheit OM - Egerien. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 5, Veda, Bratislava, 41 - 42.*

(166) Seneš, J. & Báldi, T. 1975: Biozones of the late Tertiary of the Paratethys. *In: Proc. 6th Congress RCMNS (UGS), Geol. Surv., Praha, 41 - 44.*

(167) Seneš, J. 1976: Introduction of the 6th Congress RCMNS. *Proc. Congress RCMNS (UGS), 2, Bratislava, 7 - 8.*

(168) Seneš, J. 1976: Organization of the 6th Congress RCMNS. *Proc. Congress RCMNS (UGS), 2, Bratislava, 9 - 10.*

(169) Seneš, J. 1976: Summary of the results of the 6th RCMNS Congress. *Proc. Congress RCMNS (UGS), 2, Bratislava, 29 - 30.*

(170) Seneš, J. 1976: Problems of intercontinental stratigraphic corelations. *Alcheringa, 43, Sydney, 4.*

(171) Seneš, J. 1976: IGCP Project presentation: Stratigraphic correlation of the Tethys - Paratethys Neogene. *Leithaia 25, Oslo.*

(172) Seneš, J. 1976: Scientific achievements on the IGCP, UNESCO, Project No. 25: Tethys-Paratethys correlation. *Edit. UNESCO, Paris.*

(173) Seneš, J. 1976: Bericht über die Sitzung des Praesidiums des "Regional Commitee on Mediterranean Neogene Stratigraphy" *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, Bratislava, 349 - 350.*

(174) Seneš, J. et al. 1978: M^6 - Badenien (Moravien, Wieliczien, Kosovien). *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 6, Veda, Bratislava, 1 - 594.*

(175) Seneš, J. et al. 1978: Die Stellung des Badenien in der Stratigraphie der Zentralen Paratethys. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 6, Veda, Bratislava, 24 - 29.*

(176) Seneš, I. et al. 1978: Gliederung des Badenien, Faunenzonen und Unterstufen. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 6, Veda, Bratislava, 49 - 52.*

(177) Seneš, J. & Papp, A. 1978: Aequivalente des Badenien in der östlichen Paratethys. *In: Chronostratigraphie und Neostratotypen 6, Veda, Bratislava, 53 - 54.*

(178) Seneš, J., Papp, A. & Steininger, F. 1978: Discussion der Aequivalente des Badenien in Europa. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 6, Veda, Bratislava, 55 - 58.*

(179) Seneš, J. 1978: Die Schichtenfolgen des Badenien im zentralen Teil der Intrakarpatischen Depression: das Südslowakische Becken. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 6, Veda, Bratislava, 79 - 80.*

(180) Seneš, J. 1978: Verzeichnis und Charakter des Holostratotypus und Faziostratotypen des Badenien. *In: Chronostratigraphie und neostratotypen 6, Veda, Bratislava, 134 - 137.*

(181) Seneš, J. 1978: Bemerkungen zur chronostratigrapischen Spannweite der Kosover Unterstufe (Oberbadenien). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 173 - 176.*

(182) Seneš, J. 1978: Theoretische Erwägungen der Zeitlichen Äquivalenz des Badenien mit den chronostratigraphischen Einheiten der Zentralen Paratethys. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 177 - 178.*

(183) Seneš, J. et al. 1978: First working version of time correlation tables of the Tethys-Paratethys Neogene. *IGCP 25, Bratislava.*

(184) Seneš, I. 1979: Géochronologie des stratotypes des étages du Miocéne inférieure et moyen de la Paratethys Centrale, utilisables pour la corrélation global. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 99 - 108.*

(185) Seneš, J. 1979: Corrélation du Néogene de la Tethys et de la Paratethys: base de la reconstruction de la géodynamique récente de la Mediterrannée. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 309 - 319.*

(186) Seneš, J. 1974 - 1979: Information Bulletins of the IGCP Project No. 25. *Bull. 1-6, Slov. Akad. Sci. - Geol. Inst., Bratislava.*

(187) Seneš, J. 1979: Étendue dans le temps des stratotypes des étages de l'Oligocéne supérieure et du Miocéne inférieure et moyen de la Paratethys, utilisables pour la corrélation interregionale où globale. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 99 - 108.*

(188) Seneš, J. & Demarcq, G. 1980: Stratigraphic tables correlation Tethys-Paratethys: Vallée du Rhone, bassins parisien, aquitain et ligurien, au Néogene. *IGCP 25, Bratislava.*

(189) Seneš, J. 1980: Stratigraphic correlation Tethys-Paratethys Neogene. *In: Report IGCP/UNESCO, 8, Paris, 61 - 64.*

(190) Seneš, J. 1980: The IGCP project No.25. "Stratigraphic correlation of the Tethys and Paratethys Neogene", aims and achievements. Věst.Ústř.Úst.geol. 55, Praha. 184 - 185.

(191) Seneš, J. 1981: Adolf Papp zum 65 Geburtstag. Beitr. Paläont. Österr., 7, Festsch., 65. *Geburtstag von Adolf Papp (Wien).*

(192) Seneš, J. 1982: La Paratethys: progres et problémes. *Ann. géol. Pays hellén. Hors sér. 4, Athéns, 47 - 55.*

(193) Seneš, I. 1983: Zum Ableben von Prof. A. Papp. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 303 - 304.*

(194) Seneš, J., Rögl, F. & Steininger, F. 1984: "Minutes" of the final Session of the IGCP Project No. 25, 7. september 1983. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 6, 763 - 766.*

(195) Seneš, J. 1985: Stratigraphic correlation Tethys- Paratethys Neogene (IGCP Project No. 25). History and aims, organization and results. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 725 - 746.*

(196) Seneš, J., Steininger, F., Kleemann, K. & Rögl, F. 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - I-II. *University Press, Vienna, 1 - 189; 1 - 536.*

(197) Seneš, J., Kováč, M., Krystek, I. & Vass, D. 1986: Origin, migration and disappearance of West Carpathians sedimentary basins in the Lower Miocene. *G. Geol. (Bologna), 48, 317 - 323.*

(198) Seneš, J. 1987: Some notes to the terms Standard, Regional and Local Stages. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 317 - 322.*

(199) Seneš, J. 1987: Application of results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 25. *Geol. Práce, Spr., 87, 113 - 136.*

(200) Seneš, I. 1988: In memoriam of D. N. Andrusov. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 126.*

(201) Seneš, J. 1988: Principles of study of Adriatic shelf ecosystems from the viewpoint of application in geology. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 385 - 390.*

(202) Seneš, J. 1988: La Paratéthys, la mer Transeuropéenne. Une revue actuelle. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 563 - 568.*

(203) Seneš, J. 1988: Quantitative and bathymetric analysis of the Northern and Southern Adriatic shelf ecosystems. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 675 - 712.*

(204) Seneš, I. 1988: The island Barjole - a type region of recent marine ecosystems on North Adriatic shelf. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 713 - 738.*

(205) Seneš, J. 1989: North Adriatic inter-island shelf ecosystems of Rovinj area. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 333 - 354.*

(206) Seneš, J. 1989: Introduction and revaluated chronostratigraphic range of regional litho- and biostratigraphic units of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene, application of results the IGCP No. 25, part 1. *Mineralia slov., 21, 109 - 121.*

(207) Seneš, J. 1989: Evaporites of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene, application of results of the IGCP No. 25, part 2. *Mineralia slov., 21, 381 - 396.*

(208) Seneš, J. 1989: Coal seams and formations of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene, application of results of the IGCP No. 25, part 3. *Mineralia slov., 21, 289 - 304.*

(209) Seneš, I. 1989: High sedimentation rates and thickness of the Neogene in the Circummediterranean area, application of results of the IGCP No. 25, part 4. *Mineralia slov., 21, 481 - 509.*

(210) Seneš, J. 1989: About the necessity of establishment of Regional Stages. *Papers of the IGCP No. 246 Special Symposium VII del Mar., 1989, Chile.*

(211) Seneš, J. 1989: On some open problems of the terminated IGCP Project No. 25 "Stratigraphic correlation Tethys-Paratethys Neogene". *Geol. Balcan., 19.*
(212) Seneš, J. 1990: Some infra - and circalittoral ecosystems of the eastern part of the South Adriatic shelf. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 2, 199 - 228.*
(213) Seneš, J. & Ondrejičková, A. 1991: Proposal for the terminology of fossil marine bentic shelf ecosystems. *Geologica Carpath., 42, 231 - 240.*

Populárne vedecké práce:

(214) Seneš, J. & Balon, E. 1966: Expedícia Cayo Largo. Prírodopis koralového sveta Antil. *Veda, Bratislava.*
(215) Seneš, J. & Balon, E. 1967: Expedition Cayo Largo. *Izd. Varna DPK Strandžala - Varna.*
(216) Seneš, J. 1968: Moria sa sťahujú (Geologický vývoj Zeme). *Obzor, Bratislava.*

Filmy:

(217) Seneš, J. (réžia a kamera) 1968: pre Čsl. televíziu a pre školský film: Expedícia Cayo Largo.
(218) Seneš, J. (réžia a kamera) 1967 - 1969:
1. vznik a život koralových útesov
2. vznik usadenín v morskom prostredí

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1993

Päťdesiatroční jubilanti

12.11. 1943 - RNDr. Ladislav Andor
21. 4. 1943 - RNDr. Jolana Danillová
28. 7. 1943 - Ing. Egon Fussgänger
3. 7. 1943 - RNDr. Dušan Grman
12. 7. 1943 - Ing. Ivan Herčko, CSc.
19. 1. 1943 - RNDr. Juraj Macek, CSc.
26. 6. 1943 - RNDr. Stanislav Medo
10. 5. 1943 - Ing. Jozef Miartuš
28. 12 1943 - RNDr. Rudolf Mock, CSc.
31. 1. 1943 - RNDr. Peter Némethy, CSc.
25.11. 1943 - RNDr. Ľuboslav Neupauer
18. 5. 1943 - RNDr. Rudolf Polák
9. 5. 1943 - Ing. arch. Ján Schogl
16. 4. 1943 - Ing. Anna Szabová
5. 9. 1943 - RNDr. Ivan Vojtaško, CSc.
5.10. 1943 - RNDr. Anna Vozárová, DrSc.

Šesťdesiatroční jubilanti

6. 3. 1933 - RNDr. Jozef Beňka, CSc.
25. 4. 1933 - Prom. fil. Irena Bročková
27. 5. 1933 - Ing. Blahoslav Číčel, CSc.
18. 8. 1933 - Doc. RNDr. Štefánia Dávidová, CSc.
4. 2. 1933 - Ing. Andrej Džubera
13. 5. 1933 - RNDr. Jozef Harcek
23. 2. 1933 - RNDr. Ján Harčár
22. 8. 1933 - Prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.
21. 2. 1933 - RNDr. Emil Kačník
28. 7. 1933 - RNDr. Pavel Ostrolucký
25. 9. 1933 - RNDr. Pavel Prisčák
2.10. 1933 - RNDr. František Regásek, CSc.
22. 7. 1933 - RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
15. 1. 1933 - Ing. Rudolf Slovík
23. 5. 1933 - RNDr. Teodor Šinály
16. 9. 1933 - RNDr. Mária Šubjaková
20.10. 1933 - RNDr. Ábel Tužinský
16. 8. 1933 - Ing. Jozef Vavro
17.12. 1933 - Doc. RNDr. Jozef Veselský, CSc.
4. 7. 1933 - Doc. RNDr. Julian Zelman, CSc.

Sedemdesiatroční jubilanti

19.11. 1923 - Doc. RNDr. Jaromír Húsenica
22.11. 1923 - Ing. Klement Rosa, CSc.

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

O. Franko
vedecký tajomník SGS

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Text článku, ak máte možnosť, pošlite na floppy diskete 3,5", formát PC, Apple Macintosh, Atari ST, Amiga, napísaný v norme Kamenických alebo Latin2 (textové editory : T602, MS Word, Cygnus editor a.i.).
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
6. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchický najvyšší, 2 - nižší, 3 - naj-nižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) ... Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac **290 x 420 mm**. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je **170 x 230 mm**. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená "v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom "v príprave", "zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia "osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha

   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.

   Časopis

   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135 - 142.

   Zborník

   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol.. Košice, 203 - 215.

   Manuskript

   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.