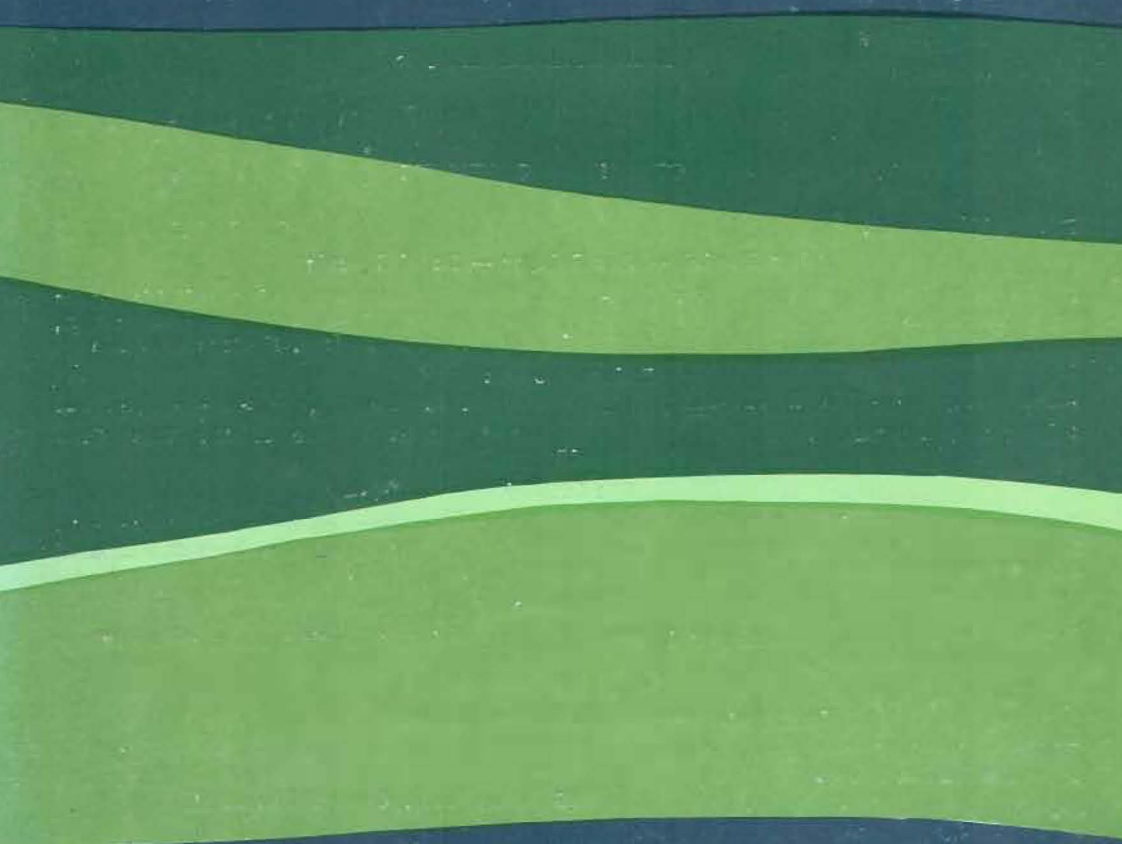


MINERALIA SLOVACA

18

1986

1



Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, CSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráš, CSc.** Chairman of Editorial board

RNDr. Juraj Antaš, RNDr. Ján Bystrický, DrSc., akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Miroslav Harman, CSc., prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Ing. Ján Kozáč, Ing. Ivan Kravjanský, RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., akademik Michal Maheľ, Ing. Ivan Marušiak, CSc., prof. Ing. Milan Matula, DrSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., RNDr. Anton Porubský, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Ivan Šarik, RNDr. Pavel Tkáčik, Ing. Milan Tapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Adam Kovách — Eva Svingor — Pavol Grecula

Rb-Sr izotopické veku granitoidov Spišsko-gemerského rudohoria

Rb-Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.,
1 Western Carpathians, Eastern Slovakia

Dušan Hovorka

Staropaleozoický kyslý vulkanizmus centrálnej zóny Západných Karpát

Acidic volcanism of Early Paleozoic age in the central zone of the West Carpathians
15

Oto Orlický

Paleomagnetizmus intravulkanických až subvulkanických intruzívnych hornín z oblasti stredného Slovenska

Paleomagnetism of intravolcanic to subvolcanic intrusive rocks from the area of Central Slovakia
35

Ján Derco

Mastenec a mastencové horniny z ložiska Sinec a možnosti ich využitia

Talc and talc-bearing rocks of the Sinec deposit (Central Slovakia) and possibilities of their use
51

Ivan Matula — Ján Smolka — Edmund Gwerlk

Pôdnogeochemické aureoly meďnato-porfýrového ložiska Zlatno

Soil geochemical haloes of the Zlatno porphyry copper deposit (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia)
65

Rb-Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia

ADAM KOVÁČH**, EVA SVINGOR**, PAVOL GREČULA*

** Institute of Nuclear Research of the Hung. Acad. Sci., Pf. 51,
H-4001 Debrecen, Hungary

* Geologický prieskum, POB. 13, 040 11 Košice, ČSSR

Received May 30, 1985

Рубидий-стронциевый изотопный возраст гранитоидов Спишско-гемерского рудогория, Западные Карпаты, Восточная Словакия

Детальное изучение Rb/Sr изотопного возраста было произведено на образцах пород (валовые пробы) и биотитах отобранных из гранитовых тел тектонической единицы гемерикума. Изохронный возраст был установлен из следующих гранитоидных тел: Гнилец (290 ± 40 млн. лет), Злата Идка (251 ± 16 млн. лет и 223 ± 32 млн. лет), Гумел (270 ± 64 млн. лет и 246 ± 25 млн. лет). Из гранитового тела Бетляр небыл получен результат изохронного возраста, но дистрибуция данных в изохронной диаграмме показывает на палеозойский возраст возникновения гранита, только со сильной вторичной переработкой. Изохронный возраст грубозёрных гранитов местонахождения Подсулёва (142 ± 6 млн. лет) и из грейзенизированных пород Долгой долины (151 ± 14 и $146,6 \pm 6$ млн. лет) свидетельствует об важном этапе тепловой и тектонической активизации во верхней юре. Рубидий-стронциевый возраст биотитов (приблизительно 100 млн. лет с максимальной величиной 142 ± 4 млн. лет) можно соединить с происхождением альпийских процессов.

В статье сделана попытка сравнения рубидий-стронциевого и калий-аргонового возрастов гранитов гемерикума.

Rb-Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia

Detailed Rb-Sr isotopic age studies have been carried out on whole rock and biotite samples from several granitic bodies, as well as on material from altered zones of the Spiš-Gemic Metalliferous Mountains (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., or Gemic unit).

Total rock isochron ages have been determined for the Hnilec (290 ± 40 Ma); Zlatá Idka (251 ± 16 , resp. 223 ± 32 Ma) and Humel (270 ± 64 , resp. 246 ± 25 Ma) granites. No isochron could be obtained for the Betliar granite, but the distribution of data in an isochron diagram suggests a Paleozoic origin with a strong secondary overprint of indeterminate age. On the Podšúľová coarse-grained granite an isochron age of 142 ± 6 Ma, on the altered zone of Dlhá dolina isochron ages of 151 ± 14 and 146 ± 6 Ma have been obtained, pointing to an important period of activation during the Late Jurassic.

Biotite Rb-Sr ages cluster around 100 Ma, with a maximal value of 142 ± 4 Ma, brought into connection with Alpine nappe overthrust.

In accordance with K-Ar ages obtained in other laboratories a tentative scheme for the magmatic-metamorphic development of the Gemeric is proposed.

Age relationships of the Gemeric granites have been a matter of debate since their discovery up to recent times. Age assignments by different authors covered the time span from the Late Carboniferous to the Neogene, although more recently a Cretaceous age became generally accepted. The reason of contrasting opinions traces back in part to the intricate Variscan and Alpine structures into which the small granitic bodies of variable petrochemical character became accommodated. The different appraisal of relationships with and within the polyphase mineralization widespread in the mountain contributed in a similar way to the development of controversies among the opinions of different authors. More recently, a new impetus to genetical and age studies has been given by the discovery of high-temperature (Sn—W) ore mineralizations in the mountain, the possible source(s) of which — except the Hnilec and Podšúťová region — could not be ascertained up till now.

The first series of Rb-Sr age determinations published by the present authors (Kováč et al., 1979), as well as new K-Ar data (Kantor and Rybár, 1979) cast doubt on the previously accepted Cretaceous age, and pointed to the Late Paleozoic emplacement of at least some of the Gemeric granites, although maintaining the idea of polyphase development.

In order to obtain a more general picture, the previous studies have been supplemented by Rb-Sr age determinations carried out on total rock and biotite samples from a more extended area, including several granitic bodies and ma-

terial from altered zones as well. The present paper gives a brief summary of these investigations.

Geological position

Granites in the Gemeric unit expose within Lower Paleozoic formations. All Early Paleozoic sequences are assembled into a single large lithostratigraphic unit, the Volovec Group (Grecula, 1982) including the hitherto lower Gelnica and higher Rakovec Groups in the sense of other authors. According to our data, both units represent synchronous developments originated in remote parts of a single large basin. The Volovec Group (of estimated 2—3 km thickness) is further subdivided (from the base to the top) into the Betliar, Smolník and Hnilec Formations. The probable stratigraphic span is Silurian, or Upper Ordovician, to Lower Carboniferous.

The lithological content of the group is quite variable. Nevertheless, basic features of history are common. The lower subunit (Betliar Formation) is a detritic one composed of a laminated pelite-siltstone sequence with carbonate and lydite layers on the top. A great variety of laminated green phyllite and a peculiar flysch characterize the middle Smolník Formation. The subunit contains only subordinated volcanic constituents (basalt-keratophyre) in its lowermost part. The uppermost Hnilec Formation is, almost exclusively, composed of volcanogenous sequences in which two characteristic developments may be distinguished: a lower bimodal sequence and an upper, either basic (in the north) or acidic to intermediate one (in the centre and south).

In contrast with the hitherto inferred uniform span of intensities (low- to medium-grade greenschist facies), also rock assemblages metamorphosed under amphibolite facies conditions have been discovered recently (Dianiška — Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979; Grecula, 1982) reaching, in places, even to ultrametamorphic degree with characteristics for high temperature-low pressure conditions. The thermal source of this metamorphism may be related to the action of thermal flux confined to the rift domain which, however, took place but after the compression and folding of the basin filling in Lower Carboniferous time. The peak of successive

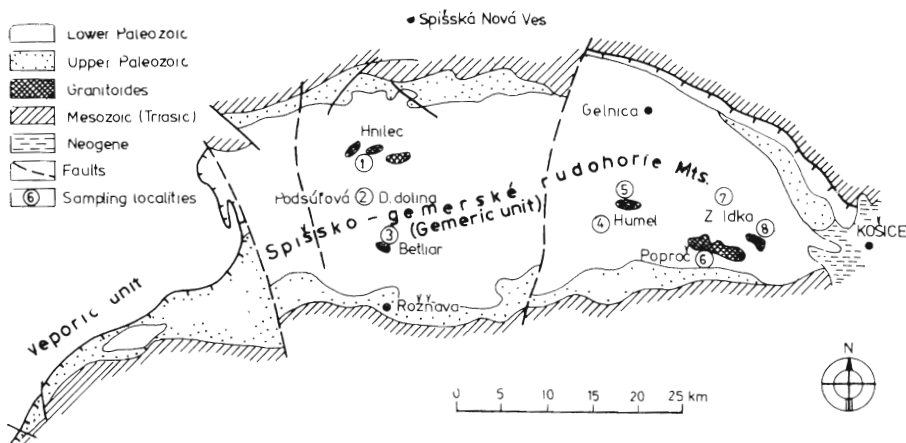


Fig. 1. Simplified geological map of the Spiš-Gemer Metalliferous mountain with sampling localities: 1 — Hnilec — Medvedí potok, 1 km SWW of village; 2 — Podšúľová, drilling PSS-1 in the Krátka dolina valey 9 km N of Gemerská Poloma; outcrop in the Dlhá dolina valley 7 km N of Gemerská Poloma village; 3 — Betliar, stream valley, 4 km northernly of village; 4 — Humel, drilling SG-1, 5 km N of Medzev village; 5 — Humel, outcrops, dolina Humel valley; 6 — Poproč; 7 — Zlatá Idka, drilling ID-1, 3 km NW of village, 8 — Zlatá Idka, outcrop, 5 km SE of village.

metamorphic alterations resulted in migmatization and granitization processes the product of which remained either in the site of origin or created small intrusive bodies.

After this thermal peak but still during Variscan events, a later strong compression generated the Variscan nappes. The process terminated the previous prograde metamorphism and induced retrogression of older products (foliation of granite, development of blastoporphyric varieties, retrogression of metamorphic assemblages into albite, clinozoisite, new green biotite etc.). A similar retrograde event may, however, also be related with later Alpine (Jurassic to Cretaceous) processes attaining only green-schist grade conditions and preserving still the Variscan products as relics in several places.

The principal tectonic pattern of the Gemic Unit is its nappe structure. Both Variscan (Upper Permian) and Alpine nappes may be distinguished. Time constraints to Variscan nappe generation are given by the establishment of a new, Upper Permian to Triassic geotectonic cycle of different style, the granite already participating in the nappe structure.

Analytical methods and result

The basic analytical data necessary for dating by the Rb Sr methods (concentra-

tions of ^{87}Rb and ^{86}Sr and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio) have been determined by mass spectrometric methods. In the course of sample preparation an appropriate amount of sample has been pulverized, and following thorough homogenization an amount of 0.2 g — with the addition of pure ^{86}Sr and ^{87}Rb spikes in known amounts for isotopic dilution measurement — has been dissolved in a platinum crucible by hydrofluoric acid, to which a few drops of perchloric acid have been added. Following dissolution the dried residue has been dissolved in 3N hydrochloric acid.

An aliquot part of this sample stock solution was used directly for Rb determination by isotope dilution, another aliquot to prepare pure strontium samples for mass spectrometry, by repeated ion exchange separation on a small (8 mm $\varnothing \times 5$ cm) ion exchange column packed with Dowex-50W X12, 200–400 mesh cation exchange resin. Our experiences

TAB. 1

Compilation of analytical data obtained on total rock samples

Sample No	⁸⁷ Rb μg/g	Rb μg/g	⁸⁶ Sr μg/g	Sr μg/g	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr atomic ratio	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr atomic ratio	T _{isochr.} (Ma)
Podsúťová granite							
SGR-1	111.9	402	1.277	13.74	0.9090 ± 0.0050	86.620	142 ± 6
-2	19.0	68	4.906	50.90	0.7419 ± 0.0022	3.834	
-5	65.0	234	2.745	28.59	0.7809 ± 0.0020	23.403	
-3	48.4	174	1.367	14.29	0.8189 ± 0.0054	35.028	
-4	166.8	599	1.140	12.16	1.0292 ± 0.0051	129.278	
Humel granite (Drilling SG-1)							
SGR-7	91.2	326	3.516	36.72	0.8085 ± 0.0060	25.654	246 ± 25
-8	100.5	361	6.170	64.24	0.7764 ± 0.0049	16.093	
-9	79.2	285	3.060	31.96	0.8100 ± 0.0070	25.582	
-10	80.37	289	5.339	55.55	0.7711 ± 0.0051	14.880	
-11	81.3	292	3.588	37.43	0.7964 ± 0.0044	22.404	
Humel granite (from surface)							
SGR-16	68.3	245	5.432	56.51	0.7689 ± 0.0017	12.436	270 ± 64
-17	70.7	254	4.744	49.40	0.7786 ± 0.0015	14.723	
-18	11.6	42	4.381	45.41	0.7317 ± 0.0008	2.606	
Hnilec granite (from surface)							
SGR-28	117.2	421	4.096	42.86	0.8281 ± 0.0009	28.280	290 ± 40
-29	97.3	350	1.878	19.84	0.9294 ± 0.0008	51.236	
-30	109.8	395	2.849	29.90	0.8602 ± 0.0008	38.107	
-32/A	38.1	137	4.076	42.34	0.7535 ± 0.0008	9.230	
-32/B	32.9	118	3.576	37.13	0.7489 ± 0.0010	9.092	
-31	163.5	588	5.248	55.24	0.8899 ± 0.0008	30.797	
-33	69.4	249	3.932	41.07	0.8094 ± 0.0011	17.452	
Betliar granite (from surface)							
SGR-19	45.5	163	3.651	38.03	0.7820 ± 0.0007	12.311	272 ± 47
-20	67.6	243	5.145	53.52	0.7677 ± 0.0009	12.988	
-21	127.9	467	5.027	52.52	0.8134 ± 0.0011	25.150	
-22	155.1	557	5.005	52.32	0.8175 ± 0.0017	30.633	
-24	374.7	1346	2.905	31.50	1.2067 ± 0.0010	127.502	
-23	112.7	405	4.872	50.64	0.7605 ± 0.0008	22.866	
Zlatá Idka granite (Drilling ID-1)							
SGR-43	78.5	282	4.846	50.46	0.7777 ± 0.0016	16.007	223 ± 32
-44	93.6	336	2.174	22.83	0.8642 ± 0.0017	42.568	
-45	5.43	19.5	3.182	32.98	0.7322 ± 0.0028	1.685	
-46	78.3	281	3.730	38.68	0.7889 ± 0.0028	20.748	
-47	71.48	257	6.429	66.84	0.7681 ± 0.0032	10.975	
Zlatá Idka granite (Drilling ID-2)							
SGR-6	65.4	235	10.723	111.20	0.7348 ± 0.0055	6.032	251 ± 16
-48	69.6	250	4.676	48.61	0.7624 ± 0.0017	14.709	
-50	65.9	237	8.356	86.72	0.7435 ± 0.0011	7.762	
-51	61.2	220	8.079	83.82	0.7418 ± 0.0009	7.488	
-58	66.6	239	2.095	21.91	0.8232 ± 0.0008	31.429	
-59/1	75.8	272	2.485	25.99	0.8243 ± 0.0014	30.150	
-59/2	65.7	236	7.824	81.18	0.7421 ± 0.0017	8.296	
-49	103.3	371	3.413	35.57	0.7866 ± 0.0007	29.927	
-56	69.2	249	7.066	73.35	0.7463 ± 0.0007	9.674	
-57	89.8	323	4.514	46.94	0.7650 ± 0.0017	19.672	

continuation on the next page

continuation of tab. 1

Dlhá dolina altered zone (from surface)

SGR-25I	30.5	110	0.997	10.40	0.7956 ± 0.0031	30.230	
-25II	37.4	135	1.249	13.02	0.7872 ± 0.0019	29.631	
-26I	24.6	88	0.494	5.18	0.8416 ± 0.0068	30.230	151 ± 14
-26II	22.3	80	0.654	6.83	0.8056 ± 0.0011	33.633	
-27	191.2	687	1.831	19.39	0.9542 ± 0.0026	103.223	
-60	25.2	90	1.232	12.81	0.7636 ± 0.0036	20.195	
-61	11.4	41	1.099	11.41	0.7417 ± 0.0034	10.218	146 ± 6
-62	33.1	119	0.771	8.05	0.8066 ± 0.0015	42.401	
-63	97.8	351	0.870	9.21	0.9515 ± 0.0018	111.134	

Remark: Isochron ages have been calculated using the ^{87}Rb decay constant $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$.

showed, that a double-pass separation yields strontium samples free of contaminants even on columns of small size. The eluate fraction containing Sr has been dried and taken up again in a few drops of 1N nitric acid.

In the mass spectrometric measurements a modified MI-1309 type mass spectrometer equipped with a triple-filament ion source (central filament: Re; side filaments: Ta) has been used. Discriminating effects have been corrected by normalizing the measured isotopic ratios to the standard value $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. The accuracy of the measurements has been checked by repeated determinations on the Eimer and Amend standard strontium carbonate sample ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7080$; adopted value) with an average $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7079 \pm 0.0006$ over an extended period.

Rock samples for the present study have been chosen so as to represent granitic bodies from different parts of the mountain, as well as some altered rocks. Sampling localities are shown in Fig. 1 within the frames of a simplified geological map of the mountain.

To ensure adequate, fresh rock material most of the samples originate from exploratory drillings (SG-1: Humel intrusive, ID-1 and ID-2: drillings exposing different parts of the Zlatá Idka granitic body). From a more extensive collection

the actual samples have been chosen so as to represent a petrochemically differentiated rock series for each locality, including samples both of "average" and differentiated character (e. g. besides representative granitic-granodioritic samples also aplites, samples affected by hydrothermal alteration, etc.) too. Each sample underwent petrographical examination, in this respect the careful and thorough work of I. Dianiška is highly appreciated.

The analytical data obtained on whole rock samples are summarized in Table 1, arranged according to the different sampling localities. The result for the Podšúľová granite and for the material of the drilling SG-1 (Humel) already published (Kováč et al., 1979) have been included for the sake of completeness. The compilation of Table I. contains for each sample the concentrations of ^{87}Rb , total Rb, ^{86}Sr , total Sr — all in $\mu\text{g/g}$ units; the (measured) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio, as well as the (calculated) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio, both as atomic (molar) ratios. The last column gives the Rb/Sr total rock isochron age for the individual units.

To facilitate easy comparison, the isotope analytical data summarized in Table 1 are also displayed in conventional isotope evolution diagrams in Figs. 2—8. The figures show all the analytical data points, even those which for any reason have

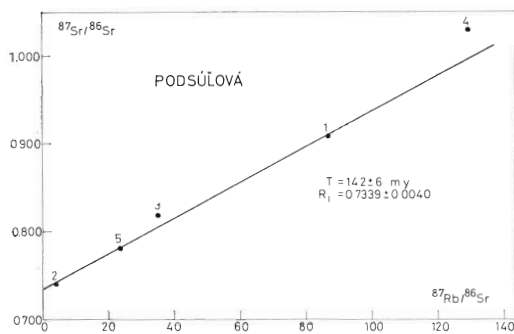


Fig. 2. Isochron diagram of analytical whole-rock data for the Podsúľová coarse-grained granite

been omitted in the isochron age calculations. Each figure gives the calculated isochron age (if an isochron exists) and the corresponding initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, both with error values corresponding to the 95 % probability confidence interval.

The data for the Podsúľová granite (Fig. 2) and for the material of the drilling SG-1 (Fig. 3) have been dealt with in our earlier paper (Kováč et al., 1979). We should like to stress again, that the samples SGR-3 and 4 represent the coarse-grained granite with remains of primary rocks, thus the isochron age given was calculated on the base of the remaining samples representing granite with coarse-grained megacryst of potassium feldspar and

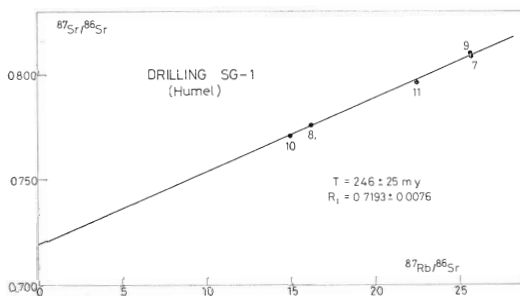


Fig. 3. Isochron diagram of analytical whole-rock data for the drilling SG-1 (Humel region)

quartz. The Podsúľová granite is intensively tectonized.

The three samples of the Humel granite taken from the surface (SGR-16, 17, 18) yield an isochron age of 270 ± 64 Ma, differing (although within the error limits) from the 246 ± 14 Ma age obtained for the SG-1 drill core suite (samples from the drilling SG-1 represent a deeper part of Humel granite body). The petrographical check of the samples in question pointed to the possibility of acid metapyroclastics derivation of the surface suite (samples were taken from the uppermost part of the granite body without thermal contact), so the age difference might reflect genetic heterogeneities within the Humel granite body. For this reason, the surface samples have been treated separately (see Fig. 4).

Results obtained from the Hnilec granite (Medvedí potok locality) are shown in Fig. 5. Although all the examined samples shown a granoblastic fabric with various degree of high-temperature alteration (greisenization); the samples SGR-31 and 33 fall off the linear array defined by the remaining samples. It seems highly probable, that these two samples — in contrast to the others of endogenous derivation — represent samples of the

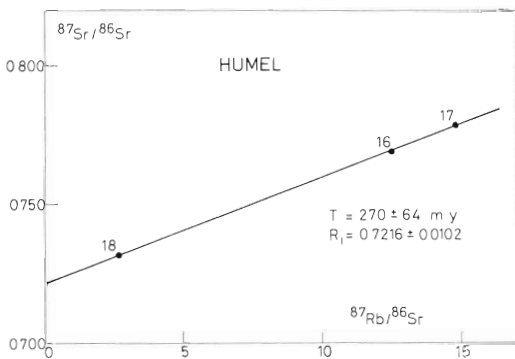


Fig. 4. Isochron diagram of analytical whole-rock data for surface samples from the Humel granitic body

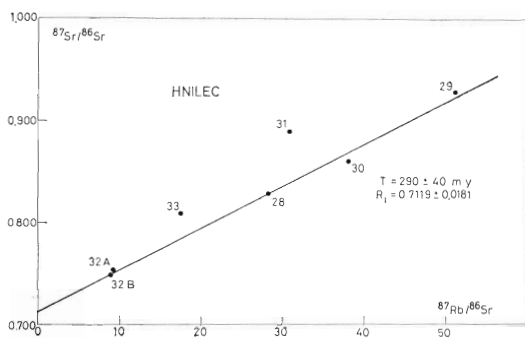


Fig. 5. Isochron diagram of analytical whole rock data for granites from the Hnilec granite

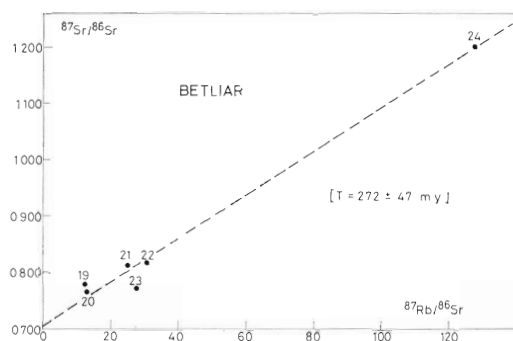


Fig. 6. Isochron diagram of analytical whole rock data for the Betliar granite

exocontact zone of the granite, and contain inherited radiogenic strontium which escaped isotopic homogenization during melt emplacement. The two mentioned samples have been omitted in the isochron calculation.

No reliable whole rock isochron age could be determined for the Betliar samples, obtained from near the type locality and representing various types of the Betliar granite. The data points show a wide scatter in the diagram of Fig. 6, obviously due to secondary effects. Sample SGR-20 represents the typical, porphyritic type of the granitic body, together with the biotite-rich variety of sample SGR-24. All other samples show the effect of different secondary processes (albitization, tourmalinization, etc.) with incomplete isotopic homogenization. The age value given in the figure (272 ± 47 Ma) was calculated for sample SGR-24, taking the average of all remaining samples as a reference. Although no significant weight is given to the actual figure, it clearly points to the Paleozoic origin of the Betliar base granite, with secondary alterations essentially destroying any previous isochron relation. The highly radiogenic character of sample SGR-24, however, makes the

age value above a reliable estimate, being insensitive to the actual choice of the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio.

The drillings ID-1 and ID-2 disclosed different parts of the Zlatá Idka granitic body. For the material from the drilling ID-1 showing signs of deuteric alteration (formation of sericite and clinozoisite at the expense of plagioclase, traces of tourmaline in some of the samples, etc.) an "errorchron" could be obtained only, the deviation of the points for the samples SGR-46 and 47 from the interpolating straight line exceeding their analytical uncertainties. Assuming a direct link between this fact and the presence of postmagmatic alterations, the model age assigned to the interpolating "errorchron" should be regarded as a minimum age.

Fig. 8 displays the results obtained on drill core samples taken at different depths from the drilling ID-2. The samples SGR-59/1 and 58 are of aplitic character, while most of the other samples represent "average" calcalkaline granites of the Zlatá Idka body, with the sample SGR-59/2 from the immediate neighbourhood of the aplitic sample SGR-59/1.

The "average" and aplitic samples together define an isochron with a model age

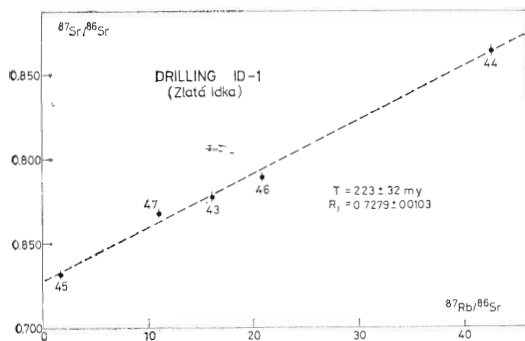


Fig. 7. Isochron diagram of analytical whole rock data for the drilling ID-1 (Zlatá Idka granitic body)

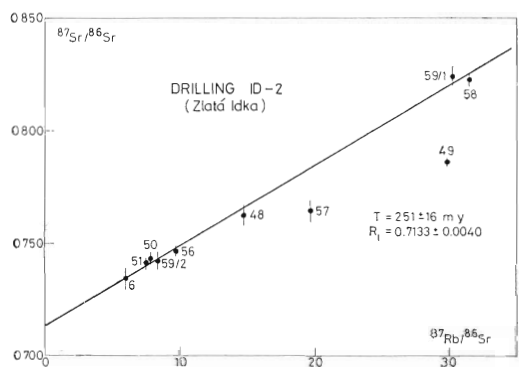


Fig. 8. Isochron diagram of analytical whole rock data for the drilling ID-2 (Zlatá Idka granitic body)

of 251 ± 16 Ma, whereas the samples SGR-49 and 57, representing the gerisenized granite fall off the isochron, and suggest a much younger model age. If treated separately, these samples (SGR-49, 57) yield a two-point isochron age of about 150 Ma, and the straight line connecting the sample points would cross the "primary" isochron in the field of "average" samples.

It seems thus highly probable, that the deviating behaviour of these samples reflects the influence of a local alteration process on to the Rb/Sr isotopic system

and point to the formation of the metasomatic type of granite separated in time from the processes of granite emplacement.

Similar young model ages have been obtained in the altered zone of Dlhá dolina, near Gemerská Poloma. All the samples show the effect of high-temperature alteration, the primary mineral fabric being totally destroyed. The variation in the Rb-Sr ratio strictly follows the muscovite content of the samples, thus the two parallel isochrons obtained in the course of repeated sampling within the area can be regarded as mineral isochrons, the only Rb-enriched mineral in the suite being muscovite formed during the alteration process. The existence of parallel isochrons might reflect original heterogeneity in the protolith material or it reflects the intensive tectonic reworking and destruction of rocks (samples were taken from outcrops which are situated as an isolated block within the fault and overthrust zone). The model ages of the two suites (see Fig. 9) agree well within the error bounds of the isochron ages.

The whole rock studies dealt with in this section have been supplemented by analyses carried out on biotites, the analytical data being compiled in Table 2.

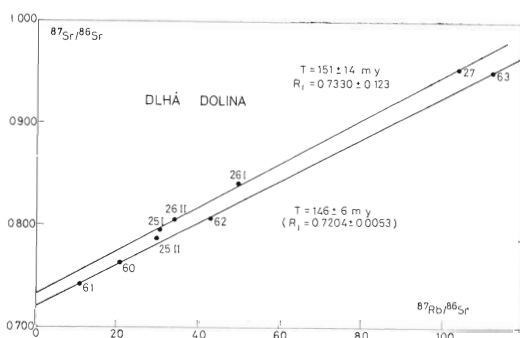


Fig. 9. Isochron diagram of analytical whole rock data for the Dlhá dolina altered zone (near Gemerská Poloma)

TAB. 2
Compilation of analytical data obtained on biotites

Sample No	Locality	^{87}Rb $\mu\text{g/g}$	Rb $\mu\text{g/g}$	^{86}Sr $\mu\text{g/g}$	Sr $\mu\text{g/g}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atomic ratio	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ atomic ratio
SGR-12	SGR-V-10	97.2 (24.4)	349 (87)	5.389 (95.46)	56.08 (987.9)	0.7722 ± 0.0032 (0.7111 ± 0.0039)	17.802 (0.252)
SGR-14	SGR-V-10	87.7 (20.7)	315 (74)	4.529 (94.82)	47.24 (981.1)	0.7965 ± 0.0015 (0.7131 ± 0.0026)	19.133 (0.216)
SGR-6	ID-2	243.6 (65.4)	875 (235)	1.563 (10.723)	16.39 (111.2)	1.0327 ± 0.0044 (0.7348 ± 0.0055)	154.043 (6.032)
SGR-16	Humel	290.1 (68.3)	1042 (245)	4.116 (5.432)	43.29 (56.51)	0.8813 ± 0.0008 (0.7689 ± 0.0017)	69.664 (12.436)
SGR-17	Humel	225.1 (70.7)	809 (254)	4.181 (4.744)	43.75 (49.40)	0.8288 ± 0.0030 (0.7786 ± 0.0015)	53.220 (14.723)
SGR-38	Rochovce	171.9 (68.0)	618 (244)	5.704 (96.00)	59.21 (992.9)	0.7475 ± 0.0014 (0.7094 ± 0.0003)	29.794 (0.700)
SGR-39	Rochovce	169.6 (55.3)	609 (199)	7.761 (56.97)	80.53 (589.5)	0.7427 ± 0.0012 (0.7137 ± 0.0006)	21.602 (0.959)
SGR-42	Rochovce	193.8 (45.2)	696 (162)	4.514 (45.18)	46.97 (467.4)	0.7710 ± 0.0010 (0.7118 ± 0.0006)	42.429 (0.989)
SGR-43	ID-1	313.3 (78.5)	1126 (282)	1.618 (4.846)	17.28 (50.46)	1.0482 ± 0.0017 (0.7777 ± 0.0016)	191.408 (16.007)
SGR-47	ID-1	260.1 (71.4)	935 (257)	1.795 (6.429)	19.06 (66.84)	0.9783 ± 0.0023 (0.7681 ± 0.0032)	143.237 (10.975)
SGR-48	ID-2	183.7 (69.6)	660 (250)	1.622 (4.676)	17.10 (48.61)	0.9056 ± 0.0029 (0.7624 ± 0.0017)	111.953 (14.709)
SGR-51	ID-2	227.0 (61.2)	816 (220)	2.172 (8.079)	22.84 (83.82)	0.8779 ± 0.0014 (0.7418 ± 0.0009)	103.311 (7.488)

Remark: All biotite model ages were calculated with the ^{87}Rb decay constant $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$ and referred to the respective whole rock samples, analytical data of which are given in parantheses following the biotite analytical data

Besides the basic data obtained by measurement, Table 2 contains in the last column the model ages of the individual biotite samples, calculated with reference to the respective whole rock samples from which the biotite concentrates have been obtained. Table 2 contains the results of some biotite analyses, which refer to samples not included in Table 1 (granodiorite of the drilling SGR-V-10 from near Košice — Čierna hora Mts. and Rochovce drill core material). The reason of neglecting these whole rock data is that they proved to be inadequate for whole rock isochron studies.

The age data outlined in the present section forms the base of the following interpretation, taking into consideration the tectonic position of the Gemic granites.

Tectonic position of the Gemic granites

The samples used throughout this study have been collected from different granitic bodies of the Spiš-Gemer Metalliferous Mountains. These bodies may represent apical parts, resp. apophyses of a single deep-seated intrusion (Plančár et al., 1977), or may be treated as independent bodies of various size and forming parts of the overthrust nappe elements of the mountain (Grecula, 1975, 1982). According to this interpretation based on the complex geological-geophysical study of the eastern part of the mountain (Grecula and Kucharski, 1981, Grecula, 1982) the granitic bodies are distributed among several subordinate nappe units. The southern belt of granitoid rocks (Jedľovec nappe) represented by the Poproč granites sinks to the west (in the direction of Smolník, Štós and Ťhorná) below the metamorphic series of the Early Paleozoic. The northern belt — Humel nappe (Humel, Zlatá Idka, Tinesova dolina) extends

in the direction of Smolnícka Huta as far as to the Rožňava valley and Betliar range. The Holica, Prakovce, Stará Voda, Dlhá dolina, Podsúľová belt (Prakovce nappe) occupies the central part of the mountain. The northernmost belt (Kojšov nappe) along the line Gelnica, Mníšek nad Hnilcom, Švedlár, Delava and Hnilec is not so well disclosed in its eastern part, although a well known exposure of granites with accompanying tin mineralization reaches the surface in the Hnilec area. In the exposure of Medvedí potok (Baran et al., 1970) the granitic body has a SW—NE strike, in oblique direction to the lithological and tectonic orientation of the envelope. This fact could actually be treated as speaking in favour of the idea of the granitic intrusion post-dating the main overthrust event. The idea of post-overthrust development of the Gemic granites has been put forward by several geologists. Our detailed studies (Grecula, 1982) did not support this interpretation, being also in contradiction with both the Rb-Sr age data of the present paper and the K-Ar muscovite age data of Kantor and Rybár (1979). Recent results prove, that a clear distinction should be made between the formation of a primary folded-thrust structure under amphibolite grade conditions with accompanying hydrothermal mineralization; and the main phase of overall nappe overthrust with the internal tectonic reworking of the individual nappe units in which different types of mineralization could be preserved or rejuvenated. The granites of the nappe units have been segmented into smaller, rootless bodies, which changed their position in space to a considerable extent during the main overthrust phase. According to this viewpoint, the present arrangement of granitic bodies within the individual nappe units does not correspond to a primary situation

and the individual granites might represent quite different genetical or spatial varieties and types irrespective to their present position both vertically and horizontally.

The assumed tectonic position of the Gemic granites sketched above explains in an appropriate way the considerable and often irregular changes in the geochemical, petrological and metallogenetical characteristics of the granites both along the main E—W arcuate strike and in the transverse N—S direction. The emplacement of granites might be contemporaneous, although the original space of 100 km order attributed to the area of Early Paleozoic sedimentation encompassing also the Gemic granites allows for considerable petrological differences, as well as for variations in the time of melt generation and in consolidation/emplacement age for the S-type granites in different segments of the crust affected. The emplacement of granite bodies in the Late Permian was accompanied with their tectonic destruction, very often on a regional scale. The primary features of granites were destroyed during the Alpine overthrust events.

Interpretation of the results

The Rb-Sr geochronological data obtained on whole rock samples when compared with the present position of the granitic bodies in the different tectonic units of the mountain, point to the spatial displacement in the time of melt consolidation, resp. termination of development under hydrous, high-temperature conditions. The Hnilec granites in the northern granitic belt yield the highest isochron age of 290 ± 40 Ma. (Farther to the north, the Veporic granodiorites in the Čierna hora region show even older biotite ages up to 320 ± 20 Ma.) The more southern nappe units of the Gemicum encompass

granites with continuously decreasing whole rock ages with the limiting value of 223 ± 32 Ma in the southernmost belt at Zlatá Idka. The time span of about 80 Ma thus obtained seems to be quite realistic over an extended (now considerably shortened) region and is comparable with results obtained under similar conditions in other areas (e. g. Tauson, 1978; Dallmeyer et al., 1982).

The isochron age of the Hnilec granite corresponds to the Late Carboniferous, the error limits extending into the Early Permian. The greisenized character of the granite (see the preceding section of the paper) however, makes it highly probable, that the primary emplacement of this body occurred somewhat earlier, i. e. definitely during the Late Carboniferous. Being the oldest age obtained up till now, it might be inferred that the magmatic development of the Gemic granites started with this event, tentatively assigned to the Sudetic orogenic phase. The development of the granitic complex (s. s.) continued during the whole Permian up to the Permian/Triassic boundary as shown by the gradually changing total rock isochron ages (see Table 3).

It is tempting to bring into connection the observed time span with plate tectonic processes involving the collision of smaller continental blocks presumably having commenced at the Early/Late Paleozoic boundary in the development area of the Kojšov unit, which was connected with northernly situated areas with the ophiolitic complex in the Rakovec unit; (the Kojšov unit is northernmost nappe unit with the oldest granitoid rocks), and which processes expanded with a time delay into the more southerly region (Mníšek, Prakovce, Humel, Jedľovec and Medzev units) where granites with Permian model ages are to be found. The development of granitic melts in the subduction zone assumes the

gradual melting of sediments, the thermodynamic conditions of the amphibolite facies and partial melting being reached first in the northern areas and only later in the more southern ones. The gradual shortening of the original sedimentary area might have resulted in the gradual sinking of the sedimentary column, the (partial) melting and consequently the emplacement of the granitic bodies thus being extended over a considerable time span. This possible interpretation is in accordance with the spatial distribution of the whole rock isochron ages, and might explain the differences in the ages of the individual granitic-granodioritic bodies of the mountain at least in a formal way.

The tentative interpretation sketched above, however, relies on the not necessarily realistic assumption, that the individual whole rock isochron ages give realistic estimates of the emplacement age(s) of the respective melts, emplacement following regularly the phases of melt production and segregation. The petrographical data of the samples (see the discussion of the results in the preceding section of the paper) strongly emphasise the effect of postmagmatic-deuteric alteration processes distinguishable from those connected with later hydrothermal, tectonic and tectonomagmatic effects affecting the individual bodies locally but not as a whole. Instead of interpreting the total rock isochron ages as the time of emplacement (favourizing temperature out of the thermodynamical parameters) it is possible to take the isochron ages as the time when the hydrous state of the respective granite body changed to a relatively dry one, i. e. to interpret the isochron age as the seizure of intensive, penetrative fluid circulation throughout the granitic mass causing large-scale isotopic equilibration. This possible interpretation emphasises the

importance of the fluid phase in "starting the clock", instead of temperature-controlled (solid state) diffusion as in the classical interpretation schemes (see also e. g. Deutsch and Steiger, 1985).

Additional support to this interpretation is given by the conspicuous correlation of the isochron ages with the corresponding initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios the younger model ages being associated with increased initial ratios (see Table 3).

TAB. 3
Compilation of Rb-Sr whole rock isochron data

Locality	Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio	whole rock isochron age (Ma)
Hnilec	0.7119 ± 0.0181	290 ± 40
Betliar	0.7112 ± 0.0200	272 ± 47
Drilling SG-1	0.7193 ± 0.0076	246 ± 25
Drilling ID-2	0.7133 ± 0.0040	251 ± 16
Drilling ID-1	0.7279 ± 0.0103	223 ± 32
Dlhá dolina	0.7330 ± 0.0123	151 ± 14
	0.7204 ± 0.0053	146 ± 6
Podsúľová	0.7339 ± 0.0040	142 ± 6

The correlation between isochron model age and initial Sr isotopic ratio suggests a two-stage magmatic development, allowing an ample time span between melt generation resp. intrusion and the closure of the (local) Rb-Sr whole rock isotopic system. This concept favours the near-contemporaneous formation (and possibly also the deep-level intrusion) of the granitoid melts. The observed differences in the isochron ages should be attributed to the spatial non-uniformity in the behaviour of the post-intrusion alteration system allowing also differences in the timing of final emergence to shallow crustal levels of the different parts from the primary intrusion. Thus, according our view the polyphase character of the Gemeride granites can be brought into con-

nection with a prolonged and in space segmented development of melts produced in the course of a single primary melt-forming process.

Whichever interpretation might be correct, the whole rock Rb-Sr isochron age data obtained in the course of the present study confines the primary development of the granites to the time period covering the Late Carboniferous and the entire Permian and closing near the Permian-Triassic boundary.

The next and definitely distinct period of tectonothermal activation — already stated on the Podsúľová granite in the earlier studies of the authors (Kováč et al., 1979) — seems to affect the different subordinate nappe units of the mountain in a quite uniform way. The timing of this event at about 140–150 Ma (Latest Jurassic) can be brought into connection with the onset of Alpine development, the phenomena observed in the Spiš-Gemer Metalliferous Mountains being necessarily of compressional character regarded as counterparts of tensional (ophiolitic) development in other parts of the Early Alpine orogene. This activation period is reflected in the Spiš-Gemer Metalliferous Mountains mainly by local effects: in preformed tectonic zones intensive retrograde and destructive activity caused local mylonitisation (Dlhá dolina) and rejuvenation of the protolith of granitic composition (Podsúľová). Besides the whole rock data, the latter statement is also supported by the SGR-6 biotite age of 142 ± 4 Ma obtained on a sample from the same drilling.

The importance of this second period of thermal activation is also shown as the upper limit of biotite K-Ar ages determined by Kantor and Rybár (1979), and in a tentative way, may be made responsible at least in parts for the lowering of muscovite K-Ar ages (Kantor and Rybár,

1979) determined in the Hnilec region with respect to the Rb-Sr whole rock isochron age determined for the same locality.

The third period of activation is clearly marked by the clustered biotite Rb-Sr ages around 100 Ma, being in excellent agreement with biotite K-Ar ages of Kantor and Rybár and other authors. This datum being in agreement with age values obtained over extended regions in the Austroalpine system, should be clearly interpreted as the time of Alpine nappe overthrust giving rise to the present shape and tectonic style of the mountain (Thöni, 1981).

Summary conclusions

Summarizing the main conclusions of the preceding discussion, the following scheme for the magmatic-metamorphic development of the Gemic granites is proposed:

1. Variscan metamorphic events acting on to the sedimentary sequences of the mountain (not dealt with in the present paper);
2. Formation of granitic melts during the Late Carboniferous, orogenic-metamorphic events, with the emplacement of the first Gemic granites accompanied also by ore mineralization;
3. Prolonged evolution of the granitic masses under hydrous conditions throughout the Permian with the seizure of deuteric alterations (postmagmatic alteration, cataclastic deformation, mylonitization and retrograde metamorphism) at different times in different parts of the granitic substrate during this period;
4. Reactivation of the area with local rejuvenation and hydrothermal activity in tectonically preformed zones during the Latest Jurassic;
5. Tectonic activity and low-grade meta-

morphism below 300 °C at the Early/Late Cretaceous boundary in connection with Alpine nappe overthrust;

6. Closing of the magmatic-metamorphic evolution during the Latest Cretaceous as shown by the minimum of K-Ar ages.

References

- Bagdasarjan, G. P. et al., 1977: Kalij-argonovije opredelenija vozrasta porod kristalliticheskikh komplexov Západných Karpat i predvaritel'naya interpretaciya rezultatov. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 28, 219—242.
- Bojko, A. K. et al., 1974: Tchast' rezultatov opredeleniya absol'nogo vozrasta gorných porod krystalliticheskogo massiva Zapadných Karpat i sovremennoe sostoyanie znaniy. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 25, 25—38.
- Dallmeyer, R. D. — Van Breemen, O. — Whitney, J. A., 1982: Rb-Sr whole-rock and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of the Hartland stock, south-central Maine: a post-Acadian representative of the New Hampshire plutonic series. *Amer. J. Sci.*, 282, 79—93.

Deutsch, A. — Steiger, R. H., 1985: Hornblende K-Ar ages and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (south-central Switzerland): an old problem reassessed. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 75, 175—189.

Grecula, P., 1982: Gemicum — segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Mineralia slov., Monography, Alfa (Bratislava)*, 263 p.

Hovorka, D. — Mihalov, J. — Ondrejko, K., 1979: Amphibolite facies metamorphites in the Rudňany area. *Mineralia slov.*, 11, 481—504.

Kantor, J. — Rybár, M., 1979: Radiometric ages and polyphase character of Gemicum granites. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 30, 433—447.

Kováč, A. — Svingor, E. — Grecula, P., 1979: New radiometric age determinations of the Gemicum granites. *Mineralia slov.*, 11, 71—77.

Thoni, M., 1981: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. *Jahrb. Geol. B.-A.*, 124, H.1, 111—174.

Rb-Sr izotopické veku granitoidov Spišsko-gemerského rudohoria

Podrobné štúdium Rb-Sr izotopického veku sa realizovalo na celohorninových vzorkách a biotitoch odobraných z granitových telies gemerika.

Izochrónny vek sa stanovil z granitov týchto lokalít: Hnilec (290 ± 40 mil. r.), Zlatá Idka (251 ± 16 mil. r.), Zlatá Idka — Poproč (223 ± 32 mil. r.), Humel (270 ± 64 a 246 ± 25 mil. r.). Z granitového telesa Betliar sme nezískali izochrónny vek, ale distribúcia údajov v izochrónnom diagrame ukazuje na paleozoický vek vzniku granitu, ale so silným sekundárnym prerobaním. Izochrónny vek hrubozrnných granitov z lokality Podsúľová (142 ± 6 mil. r.) a z greizenizovaných hornín v Dlhej doline (151 ± 14 a 146 ± 6 mil. r.) poukazuje na dôležité obdobie teplotnej a tektonickej aktivizácie vo vrchnej jure.

Rb-Sr vek biotitov (okolo 100 mil. r. s max. hodnotou 142 ± 4 mil. r.) možno spájať s tvorbou alpínskych príkrovov.

Získané izochrónne veku spolu s inými geologickými údajmi umožňujú pokúsiť sa o rekonštrukciu magmaticko-metamorfického vývoja gemerika: 1 — Variské metamorfne etapy sedimentárnych hornín sa pomocou no-

vých geochronologických údajov nedajú presne stanoviť. 2 — Formovanie granitickej taveniny bolo počas vrchnokarbónskych orogénno-metamorfnych udalostí s následným prvým rozmiestnením telies granitu, ako aj s vývojom rudnej mineralizácie. 3 — Počas permu vývoj granitovej taveniny pokračoval v oblastiach s vyšším stupňom metamorfózy pri dostatku vody. Lokálne boli aj intrúzie granitu, najmä v strednom a vrchnom perme, ako aj ďalšie zrudňovacie fázy. V tomto období sa v rozličných častiach paleozoických horninových sekvencií a v granite odohrali aj významné deuterické alterácie (napr. postmagmatické premeny, kataklastické deformácie, mylonitizácia, retrogradná metamorfóza). 4 — Vo vrchnej jure v tektonicky aktívnych zónach predpokladáme lokálnu rejuvenizáciu a hydrotermálnu aktivitu. 5 — Tektonickú aktivitu a nízky stupeň metamorfózy (pod 300 °C) v spojitosti s orogénno-metamorfnými udalosťami na hranici spodnej a vrchnej kriedy odvodzujeme najmä pomocou vekov získaných z biotitov granitu. 6 — Ukončenie magmaticko-metamorfického vývoja vo vrchnej kriede indikujú K-Ar veku.

Staropaleozoický kyslý vulkanizmus centrálnej zóny Západných Karpát

DUŠAN HOVORKA

Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 29. 1. 1985

Нижнепалеозойский кислый вулканизм центральной зоны Западных Карпат

В нижнепалеозойском структурном этапе субстрата мезозоя центральной зоны Западных Карпат, кроме преобладающих метосадков metabазальтов и интрузий гранитного ряда встречаются и кислые метавулканииты. Эти представляют преобладающие породные типы комплекса муранских ортогнейсов, лептитовых гнейсов кралевогольского комплекса или группы Черного Балога, любиетовских ортогнейсов, метавулканиитов Янового груня южных склонов вепоридной части Низких Татер и остальные. Прототипом большей части упомянутых породных наборов были эффузивные породы, особенно вулканокласиты типа риолитов, даже кератофиров. Они были метаморфизованные в условиях фации залённых сланцев до низкотемпературной области амфиболитовой фации. Вулканический материал возник в старшем палеозое в тектонически дезинтегрированной зоне с блоками континентального и океанического профиля. Эта зона лишь приблизительно может приравниваться к современному тектогену, т. е. к геотектонической зоне конвергентных окраин платформы с преобладающими особенно кластогенными осадками, кислыми и основными подводными и субэритическими эффузивами и интрузивами, изменением фации в латеральном и вертикальном направлении и прочее.

Acidic volcanism of Early Paleozoic age in the central zone of the West Carpathians

In Lower Paleozoic structural stage of the basement of Mesozoic in the West Carpathian central zone, acidic metavolcanites are also present beside the overwhelming metasediments, metabasalts and intrusive bodies of the granite series. These acidic metavolcanites represent the prevailing rock type of protoliths in the Murán Orthogneiss Complex, in leptite gneiss of the Kráľova Hoľa Complex or in the Čierny Balog Group, Lubietová Orthogneiss or among metavolcanites of the Janov Grúň Formation on southern slopes of the Low Tatra Mts. (Veporic part) and elsewhere. Prevailing protoliths for indicated rock assemblages were mostly acidic volcanoclastics of rhyolite to keratophyre composition and lesser amount of volcanic bodies. Their metamorphic degree achieved green-schist or lower-temperature amphibolite facies conditions.

In the Early Paleozoic time, volcanic masses originated in a tectonically dissected zone which contained blocks of both continental and oceanic crustal profiles. This zone may only approximately be compared with

recent tectogens e. g. with geotectonic zones along convergent plate margins where clastic sediments predominate containing both acidic and basic submarine, or subaerial, effusive and extrusive bodies. These sequences are characterized by facial changes in lateral and vertical sense.

V starších, zo súčasného pohľadu už klasických syntézach predkarbónskeho vývoja západokarpatského segmentu mezozoickej Tetýdy (Zoubek, 1936; Máška — Zoubek, 1960, in Buday et al., 1960; Kamenický, 1967, in Maheľ — Buday, 1967) sa kyslému vulkanizmu centrálnej zóny (pri členení podľa Mocka, 1978) Západných Karpát neprisobil význam. Takýto stav podmieňovala skutočnosť, že až do polovice 50. rokov v predtriasových komplexoch chýbalo špecializované petrogenetické štúdium. Pritom základné dobové petrogenetické poznatky, obsiahnuté najmä v prácach V. Zoubka a J. Koutka, mali vysoký medzinárodný štandard.

Až v novších prácach (Kamenický, 1973; Krist, 1976, 1977; Kamenický — Kamenický, 1983) sa niektoré horninové komplexy charakterizovali ako ortoruly, leptity, leptitové ruly, prípadne leptinity, pričom uvedení autori (l. c.) považovali za protolity prevažne vulkanické komplexy.

V zóne vnútorných Západných Karpát (gemerikum) sú produkty kyslého vulkanizmu staršieho paleozoika dávno známe. V ostatných rokoch sa však prehodnotilo ich geotektonické postavenie, ale aj priestorové a vekové vzťahy k bázičným vulkanitom staršieho paleozoika uvedenej tektonickej zóny (Grecula, 1973, 1982).

Nedocenenie významu kyslého vulkanizmu pri formovaní horninovej náplne predvrchnokarbónskych metamorfovaných komplexov centrálnej zóny Západných Karpát vyplývalo z dobových koncepcií geosynklinálneho vývoja, resp. eugeosynklinálneho profilu protolitu komplexov metasedimentov a metaeruptív, v ktorom

prítomnosť kyslých vulkanitov nebolo možné ani očakávať. Dobový stav poznatkov danej problematiky zdôraznil odlišnosti vývoja staršieho paleozoika vnútorných a centrálnych Západných Karpát, pričom za charakteristické sa považovalo to, že v staršom paleozoiku (resp. v proterozoiku) chýbali v centrálnej zóne kyslé vulkanity.

V predmezozoickom substráte Západných Karpát sa v ostatných rokoch zamerala pozornosť na štúdium formovania kôry v širších súvislostiach, resp. na pokusy o dešifrovanie jej dynamiky, typu, vývoja v priestore a čase, horninovej náplne (Maheľ, 1980, 1982; Zeman, 1981; Hovorka, 1981; Cambel — Patočka, 1981). I napriek tomu, že uvedené, resp. ďalšie námety a štúdie priniesli niektoré nové pohľady na aktuálnu problematiku, predsa vývoj predmezozoického substrátu oblastí Západných Karpát zostáva málo preštudovaný, a to i napriek tomu, že pochopenie dynamiky vývoja, časových súsledností, ale aj látkovej náplne predmezozoického substrátu má zásadný význam pre modelovanie vývoja alpinskej tetýdnej oblasti strednej Európy.

Prehľad doterajších poznatkov

Vývoj názorov na horninovú náplň, stratigrafické zaradenie, no najmä na geologickú pozíciu jednotlivých komplexov považovaných v tejto práci za metamorfované ekvivalenty pôvodných kyslých vulkanitov prekonal zložitý vývoj. Súčasný názor a interpretácia vychádza z analýzy starších predstáv.

Komplex muránskych ortorúl. Názory na stratigrafickú príslušnosť tohto horninového súboru, podobne ako aj názory na jeho genézu, prešli podstatnými zmenami v náhľadoch na uvedenú problematiku. Zoubek (1936) a Máška — Zoubek (1960, in Buday et al., 1960) striedavo považovali ortoruly za metamorfované postkinematické plutonity graniťovej série, resp. za synkinematické intrúzie. Podľa dnes už klasickej koncepcie V. Zoubka (l. c.) ortoruly tvoria súčasť staršieho paleozoika. Neskôr daný komplex bol spolu s obklopujúcimi metasedimentami za-

radený do mladšieho proterozoika (Máška — Zoubek, 1960, in Buday et al., 1960). Rovnaký názor zastával aj J. Kamenický (1967, in Maheľ — Buday, 1967). Podobne vyznela aj práca autorov L. Kamenický — J. Kamenický (1983).

Superkrustálny pôvod ortorúl na základe výsledkov štúdia akcesorických minerálov zdôraznili D. Hovorka — P. Hvoždára (1965). Neskôr svetlé horninové variety označil L. Kamenický (1973) ako leptitové ruly, pričom za ich pôvodný materiál považoval kyslé efuzíva. Neplutonický pôvod muránskych ortorúl zdôraznil aj D. Hovorka (1976), D. Hovorka et al. (1973) a najnovšie D. Hovorka et al. (1984). L. Kamenický — J. Kamenický (1983) považujú komplex muránskych ortorúl za produkt regionálnej metamorfozy až ultrametamorfozy, v procese ktorej došlo k intrúziám anatektickej taveniny.

Leptitové ruly veporika. Vložky svetlých metamorfovaných hornín s mocnosťou desiatok centimetrov až niekoľkých metrov v metasedimentoch (svory, fylity, resp. fylonity) zistil v oblasti južne od Čierneho Balogu E. Krist (1976, 1977). Označil ich ako leptitové ruly. Podľa neho (l. c.) tvoria súčasť ním vyčlenenej skupiny Čierneho Balogu staropaleozoického veku.

Na základe vystupovania a petrografického charakteru ich E. Krist (l. c.) a E. Krist et al. (v tlači) považovali za tufty kyslých vulkanitov anorogénneho typu, ktoré vznikli na suši, pričom boli následne deponované v sedimentačnom bazéne hrónského komplexu. Ako argument v prospech takejto interpretácie uviedol autor (l. c.) prítomnosť úlomkov hornín — granitoidov a metakvarcitov. Naproti tomu v poslednej práci (Krist et al., v tlači) autori uviedli, že celá skupina Čierneho Balogu vznikla v eugeosynklinálnych podmienkach.

Metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa veporika Nízkyh Tatier. Telesá magmatitov v krakovskej zóne veporika označil V. Zoubek (1964, in Maheľ et al., 1964) ako mikrogranity a považoval ich za permské hypoabyzálne ekvivalenty kyslých efuzív. Neskôr O. Miko (1980, 1980a, 1981b, 1983) zistil, že ide o súčasť vulkanicko-sedimentárneho komplexu vrchnoslúrsko-spodnokarboňského veku (Klinec et al., 1975; Planderová — Miko, 1977), ktorý je súčasťou hrónského komplexu A. Klinca (1966). Komplex bol progresívne variský metamorfovaný v podmienkach nízkoteplotných subfácií fácie zelených bridlic.

Ľubietovské ortoruly. Označenie horninového komplexu pochádza od V. Zoubka (1936), ktorý ho charakterizoval ako ortoruly, resp. žuloruly. V neskorších prácach nemal tento autor (l. c.) na genézu Ľubietovských ortorúl vyhranený názor: označoval ich za produkty metamorfozy starších postkinematických granitov i ako synkinematické intrú-

zie predkambrického veku, resp. ako synkinematické migmatity extrémneho štádia migmatitizácie (Zoubek, 1964, in Maheľ et al., 1964). V ostatných rokoch v kontexte petrograficko-geologického štúdia severozápadnej časti Veporských vrchov študoval ortoruly J. Kamenický (1977), ktorý ich považoval za produkt parciálnej anatexie sedimentárneho súvrstvia, pričom horniny miestami nadobudli charakter synkinematických migmatitov. V novšej práci uvedený autor (1982) prehodnotil svoje predchádzajúce názory a preukázal, že ortoruly sú produktom metamorfnej rekryštalizácie vulkanitov ryolitového a dacitového zloženia a ich pyroklastik.

Ostatné výskyt. V Ľubierskej zóne Nízkyh Tatier v ostatnom čase L. Kamenický — J. Kamenický (1983) vymedzili bocianske ortorulové súvrstvie, ktoré považujú za metamorfované ryolity a ich pyroklastiká. Podľa ich koncepcie bocianske súvrstvie je súčasťou prekambrickej podbrezovskej podskupiny. Uvedení autori (ib.) uviedli: „V okolí Boce sa toto súvrstvie začína pararulami, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do metamorfít vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia a v najvyššej časti do pararúl s vložkami ortoamfibolitov“. Pravdepodobne do tejto skupiny vulkanicko-sedimentárnych sekvencií patrí horninový komplex z Malej Fatry (Kamenický — Macek, 1984). Jeho stratigrafické začlenenie nie je jednoznačné.

V devónskom sedimentárno-vulkanickom komplexe Prednej hole vo východnej časti Nízkyh Tatier vystupujú spolu s metabazaltmi aj metamorfované kyslé vulkanity typu kremenitých keratofýrov (Bajaník et al., 1979).

V najzápadnejšej časti veporika, v takzvanom lieskoveckom ostrove pri Zvolene sú známe nízkometamorfované kyslé vulkanické horniny. Boli považované za mladopaleozoické. Podľa štúdie O. Mika (1979, in Dublan et al., 1979) okrem metaryolitov sú v danej oblasti prítomné aj metakeratofýry. Uvedené typy vulkanitov O. Miko (l. c.) zaradil do staršieho paleozoika.

V telesách amfibolitov Západných Tatier vystupujú konformné polohy svetlých, prevažne bezsfudových, často granatických hornín s vysokým obsahom živcov. Ich mocnosť varíruje od niekoľkých centimetrov do 1 metra. Zatiaľ sa podrobnejšie neštudovali. Vychádzajúc z ich geologickej pozície a minerálneho zloženia (údaje o ich chemickom zložení nie sú zatiaľ k dispozícii), považujeme ich za metamorfované ekvivalent jemnozrných vulkanoklastik kyslých vulkanitov.

Okrem charakterizovaných výskytov sú v predkarboňských komplexoch centrálnej zóny Západných Karpát pravdepodobne prítomné aj ďalšie acidné metavulkanity: patria sem niektoré horninové sekvencie pásma Čierna hora — Slubica, ortoruly Malej Fatry

(Ivanov — Kamenický, 1957), prípadne i ďalšie. O ich rozšírení, látkovej náplni a úložných pomeroch nie sú novšie údaje, preto sa nimi nezaobráame.

Geologická pozícia

Stupeň poznania geologickej pozície jednotlivých komplexov kyslých metavulkanitov centrálnej zóny Západných Karpát je veľmi nerovnomerný.

Komplex muránskych ortorúl je súčasťou kohútkeho pásma veporika. Podľa A. Klinca (1966) komplex je reprezentantom bazálnej časti horninovej náplne uvedenej jednotky. Plošný rozsah ortorúl je vyznačený na generálnej geologickej mape 1 : 200 000, resp. na publikovanej mape 1 : 50 000 (Klinec, 1976).

Hlavné teleso muránskych ortorúl sa od juhu a juhovýchodu primýka k muránsko-divínskej línii, a to v priestore medzi Tisovcom a Muránskou Hutou. Šírka telesa na povrchu je 1—2,5 km, dĺžka 16 km. Okrem hlavného telesa drobné výskyty ortorúl vystupujú aj v prostredí muskovitických a muskoviticko-granatických svorov (svory typu Brezina) v širšom okolí Hnúšte.

Vnútoraná foliácia v komplexe ortorúl v priestore medzi Muránskou Hutou a Muráňom má kosý priebeh k smeru muránsko-divínskeho lineamentu. Severozápadné pokračovanie komplexu za uvedeným lineamentom nie je známe. Z juhovýchodnej strany sú na ortoruly tektonicky nasunuté šupiny kryštalických bridlíc, prevažne svorov. Priame podložie študovaného komplexu je neznáme.

V rámci hlavného telesa sú základným horninovým typom výrazne usmernené typy svetlých muskoviticko-biotitických ortorúl s naružovelými porfyroblastami draselných živcov. V nich sú vložky granatických ortorúl, ale aj vložky amfibolicko-granatických a svetlých muskovitických či tmavých biotitických typov. Cha-

rakteristické sú polohy s mnohonásobne sa opakujúcimi pásikmi (mm — cm) ortorúl a kremeňovo-turmalinických hornín. Typickým členom komplexu sú amfibolity s. s., biotitické a granatické amfibolity. Tvoria polohy s mocnosťou niekoľko cm až niekoľko metrov; smerne sú sledovateľné na vzdialenosť stoviek metrov. V komplexe muránskych ortorúl sa uplatnili aj procesy alpinskej retrográdnej metamorfozy za vzniku diaforizovaných ortorúl až blastomylonitov rozličného typu.

Vek komplexu muránskych ortorúl vyplýva z ich laterálnych prechodov do svorov danej jednotky veporika (Hovorka et al., 1984). Staropaleozoický vek svorov dokázali výsledky palinologických a paleontologických štúdií (Čorná — Kamenický, 1976; Klinec — Planderová, 1979) vložiek hornín s organogénnou prímiesou („grafitické svory“) v svoroch typu Breziny. J. Kamenický — L. Kamenický (1983), vychádzajúc z geochronologických údajov, ortoruly považovali za súčasť predkambrických horninových sekvencií veporika.

Leptitové ruly tvoria vložky v metasedimentoch (svory, fylity?, fylonity?) kráľovohofskej zóny veporika. Sú známe z niekoľkých oblastí južne od Čierneho Balogu a Kamenistého potoka (Krist et al., v tlači). I napriek ostrému styku s okolnými metasedimentmi opisali uvedení autori aj zmiešané vulkanicko-sedimentárne typy a označili ich, podobne ako aj svetlé v podstate bezsludové typy, ako leptitové ruly. Súvrstvie leptitových rúl leží v oblasti južne od Brezna diskordantne na svojom podloží — na horninách hrónskeho komplexu A. Klinca (1966), resp. na horninách kráľovohofskej zóny veporika.

Metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa (Miko, 1980, 1981a, b, 1983) vystupujú v dĺžke asi 15 km na južných svahoch Nízkych Tatier v ich veporickej časti. Súvrstvie tvorí súvislý pás široký až 2 km, pričom jeho pravá mocnosť neprevyšuje

600 m (Miko, l. c.). Prítomnosť hornín súvrstvia sa zistila, okrem hlavného súvislého telesa, aj v oblasti Mýta pod Ďumbierom.

Styk vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia Jánovho grúňa (Miko, 1981a) s podložnými polymetamorfitmi vyššieho metamorfného stupňa (pararuly, amfibolity, migmatity) je tektonický (ibid.). Tieto podložné horninové súbory sa považujú za staršie paleozoikum (Zoubek, 1936), resp. stredné až staršie proterozoikum (Máška — Zoubek, 1960, in Buday et al., 1960; Kamenický, 1967, in Mahel — Buday, 1967; Kamenický — Kamenický, 1983).

Lubietovské ortoruly tvoria jedno hlavné teleso v dĺžke približne 12 km tiahnuce sa z priestoru východne od Lubietovej k Podbrezovej a niekoľko satelitných telies vyznačených v mape Kamenického (1977). Na severozápadnej strane leží hlavné ortorulové teleso v tektonickom podloží drobového súvrstvia vrchného permu (pozri mapu Kamenického, 1977). Z južnej strany je ortorulové teleso lemované súvrstvom diafaktorizovaných synkinematických migmatitov prechádzajúcich do diaforitických svorov s polohami ortoamfibolitov (v koncepcii Kamenického z roku 1977).

Horninová náplň

Opisované komplexy majú prevažne nehomogénnu horninovú náplň. Pre väčšinu z nich (muránske ortoruly, súvrstvie Jánovho grúňa, Lubietovské ortoruly) je však charakteristická prevaha základného horninového typu — kyslých metavulkanitov ryolitového až keratofýrového typu.

Muránske ortoruly sa vyznačujú prítomnosťou amfibolitov. Súčasné štúdium (Hovorka et al., 1984) umožnilo v danom komplexe vyčleniť nasledujúce základné typy: a) ortoruly, b) pararuly, c) ruly, d) amfibolity.

Ortoruly sú prevažne výrazne bridličnaté, porfyroblastické, menej aj rovnomerne zrnité typy svetlých farieb, v ktorých základnými tmavými minerálmi sú biotit a muskovit, miestami vo vedľajšom množstve aj granát a

amfibol. Ortoruly sú prevládajúcimi horninami komplexu.

Pararuly sú sivej až tmavosivej farby a sú jemnobridličnaté. Tmavé sludy sú buď vedľajšími alebo aj hlavnými minerálmi. Len ojedinele sú prítomné aj K-živce, pričom plagioklasy majú prevažne biele, ojedinele aj ružové sfarbenie. Tvoria vložky v ortorulách. Miestami sú detailne zvrásnené do vrás decimetrových rozmerov. Prechody pararúl do ortorúl sú pozvoľné.

Ruly predstavujú prechodnú horninovú skupinu medzi dvoma vyššie uvedenými kontrastnými typmi. Je pre ne charakteristický častý granát, miestami aj amfibol a epidot. Oproti ortorulám sa vyznačujú tmavšou farbou a rozpadom na tenšie doštičkovité úlomky. Protolitom rúl bol zmiešaný materiál, v ktorého zložení sa uplatňoval jednak sedimentogénny (prevažne drobový) materiál, a jednak vulkanoklastiká bazických a kyslých vulkanitov. Tvoria vložky metrových mocností v ortorulách.

Amfibolity v dôsledku svojho kontrastného vzhľadu neunikli pozornosti ani autorom v minulosti. Základnými typmi amfibolitov sú amfibolity s. s., biotitické amfibolity a granátické amfibolity. Vo všetkých typoch je častý prevažne syngenetický a koexistujúci epidot. Amfibol je výrazne modrozelený (podľa γ); plagioklas dosahuje bazicitu An_{28} . Vznikli z vulkanoklastík, prípadne aj lát bazických vulkanitov.

Na základe pozvoľných prechodov hornín komplexu muránskych ortorúl do svorov typu Breziny, ktorých maximálna teplota progresívnej metamorfnej rekryštalizácie bola stanovená metódou grafitového termometra (Sengelia et al., 1978) na 400—425 °C, zistených minerálnych asociácií uvedených základných horninových typov a na základe zloženia koexistujúcich silikátových minerálnych fáz v komplexe (napr. na základe obsahu Ti v amfiboloch; Hovorka et al., 1984) stupeň progresívnej metamorfnej rekryštalizácie protolitu dosiahol svoju teplotou podmienky almandinovej izogrady (nízkoteplotné oblasti amfibolitovej fácie). Všetky charakterizované horninové typy komplexu na tektonizovaných alpínskych štruktúrach v podmienkach stability nízkoteplotných asociácií fácie zelených bridlic (albit — chlorit — muskovit) retrográdne rekryštalizovali.

Leptitové ruly sú podľa E. Krista (1976) jennoznné, prevažne výrazne bridličnaté, špinavobiele i nazelenalé horniny. Tvoria vložky (dm — m rozmerov) v metasedimentoch. Tvoria ich kremeň, plagioklas, K-živce (prevažne mikroklin), ako aj klasty aplitických granitov a metakvarcitov. Klastický kremeň je často magmaticky korodovaný. V leptitových rulách lokality Vydrovo uviedol E. Krist (1977) aj sanidín.

Protolit metamorfítov (s typomorfnou asociáciou chlorit — albit — muskovit) súvrstvia Jánovho grúňa mal charakter sedimentov i vulkanitov. Medzi metasedimentami prevládajú rozličné typy fylitov; prítomné sú aj metadroby, ojedinele aj metakvarcity a metakonglomeráty. Medzi vulkanitmi, ktoré tvoria vyše 80 % objemu celého súvrstvia (Miko, l. c.), boli prítomné najmä vulkanoklastiká ryolitov, menej aj dacitov, andezitov a bazaltov. Pre metasedimentárne aj metavulkanické horniny je charakteristická prítomnosť reliktov pôvodných sedimentárno-vulkanických textúr a štruktúr (Miko, l. c.). Charakteristickým horninovým typom súvrstvia sú vločky kremeňovo-turalinických hornín (Miko — Hovorka, 1978). Produkty bázičného vulkanizmu sa koncentrovali v spodnej časti súvrstvia (Miko, l. c.).

Intenzita varisej metamorfnej rekryštalizácie nepresiahla podmienky fácie zelených bridlíc (Miko, l. c.). Vyplýva to z reliktov textúr a štruktúr pôvodných sedimentárnych hornín súvrstvia (sedimentárna laminácia, zvyšky palinomorf), zo zachovaných reliktov magmaticky korodovaných kremeňov v kyslých metavulkanitoch a z určenia teploty metamorfnej rekryštalizácie metódou grafitového termometra (Šengelia et al., 1978; 400—425 °C).

Vulkanická aktivita súvrstvia Jánovho grúňa mala podľa O. Mika (l. c.) subakválny vápenato-alkalický charakter a prebehla v oblasti s prechodným typom kôry (kôra ostrovného oblúka?). Okrem progresívnej metamorfnej rekryštalizácie horniny súvrstvia Jánovho grúňa prekonal aj alpínsku dislokačnú metamorfózu lokálneho rozsahu.

Petrografický charakteristiku Ľubietovských ortorúl zverejnil J. Kamenický (1982). Podľa neho možno medzi ortorulami vyčleniť dva základné typy. Sú to plagioklasovo-ortoklasové ortoruly a plagioklasové ortoruly. Prvé vznikli metamorfnou rekryštalizáciou ryolitov a ich tufov, druhá skupina vznikla premenou dacitov a ich tufov.

Ortoruly oboidových typov obsahujú muskovit aj biotit, pričom pre plagioklasové ortoruly je charakteristický aj granát. Sú to prevažne výrazne bridličnaté jemnozrnné horninové typy, ktoré lokálne prechádzajú do oftalmitických (oká mikroklinu) typov až všesmerne zrnitých anatektických granitoidov. Tieto sú produktom anatektických procesov v samotnom ortorulovom komplexe. Pre hlavné teleso ortorúl je charakteristické, že prevládajú plagioklasovo-ortoklasové typy, pričom najrozšírenejšia varieta má charakter biotitovo-plagioklasovo-ortoklasových ortorúl. Akcesoricky je prítomný granát, zirkón, apatit a rudné minerály. Súčasťou ortorulového komplexu sú konformné telesá amfibolitov (Kamenický, 1977).

Rekonštrukcia protolitu

Pri rekonštrukcii protolitu metamorfovaných komplexov, a to bez ohľadu na ich predpokladaný magmatogénny či sedimentogénny pôvod, sa všeobecne používajú geologické, petrograficko-petrologické, minerálne a geochemické kritériá. I napriek stále aktuálnej dileme o izochemickom či alochemickom type metamorfnej rekryštalizácie, najmä v prípade vyšších metamorfných stupňov, kombinácia uvedených kritérií prináša vo väčšine prípadov pozitívne výsledky.

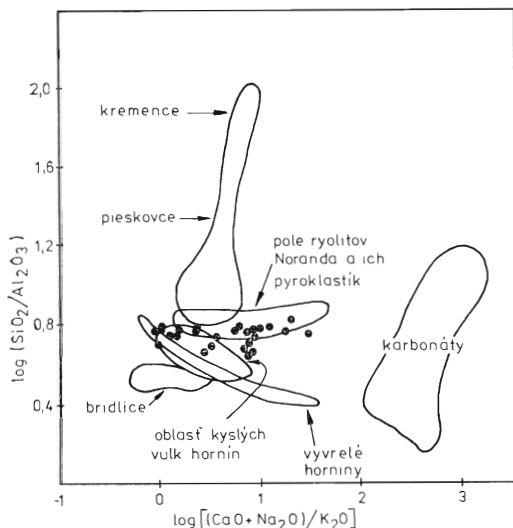
Z horninových komplexov, ktoré autor tejto práce považuje za metamorfované ekvivalenty kyslých, resp. kontrastných vulkanických formácií (ryolit — bazalt), sú súčasne k dispozícii len údaje o obsahu petrogénnych kyslíčnikov (okrem komplexu muránskych ortorúl). Preto ďalej uvádzame výsledky pokusu dešifrovania protolitu predpokladaných vulkanických komplexov prostredníctvom geochemie hlavných prvkov.

Diagram s koordinátami $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) :$ $\log (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ použili R. M. Garrels — F. T. Mackenzie (1971) pre grafické zobrazenie rozdielnosti zloženia rôznych typov sedimentárnych a erupčných hornín. Uvedení autori nezistili podstatné rozdiely v zložení fosílnych a recentných sedimentov, pričom je rozptýlený projekčných bodov sedimentov v uvedenom diagrame značný. Naproti tomu erupktíva tvoria malé projekčné polia. V ostatnom čase M. K. Prabhu — G. R. Webber (1984) poukázali na skutočnosť, že polia vyčlenené vyššie uvedenými autormi (l. c.) sú primálne, pričom dôvodili, že časť referenčných analýz padá mimo vyčlenených polí. Ako príklad uviedli skutočnosť, že projekčné body kenozoických kyslých vulkanických hornín (Ewart, 1979) tvoria pole, ktoré prekrýva pole vyvretých hornín R. M. Garrelsa — F. T. Mackenzieho (l. c.). Napr. ani pole norandských ryolitov a ich pyroklastík — prekambrium, provincia Quebec, Kanada — sa nestotožňuje s polom kenozoických kyslých vulkanitov

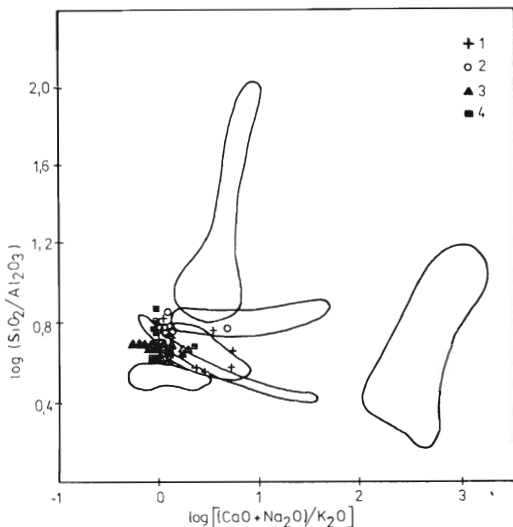
A. Ewarta (l. c.). Aj napriek uvedeným, celkove si neprotirečiacim, zisteniam diagram dáva predstavu o rozdieloch chemického zloženia horninových skupín.

Súbor 26 analyzovaných vzoriek hornín komplexu muránskych ortorúl v diagrame (obr. 1) sleduje trend distribúcie norandských ryolitov. Pritom väčšia časť analýz sa nachádza priamo v danom poli, resp. v poli kyslých efuzívnych hornín kenozoika, resp.

v ich najtesnejšej blízkosti. Táto horizontálna pretiahnutá distribúcia projekčných bodov hornín komplexu muránskych ortorúl je v plnom súlade s predpokladaným vulkanogénnym typom protolitu daného komplexu. Podobný obraz dávajú aj priemety leptitových rúl kráľovohoľského kryštalinika, z ktorých 5 sa nachádza v poli kyslých vulkanitov, jedna v poli norandských ryolitov a len jedna analýza je mimo vyčlenených polí (obr. 2)



Obr. 1. Diagram so súradnicami $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) : \log [(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$. Pole kenozoických kyslých vulkanických hornín (Ewart, 1979); pole norandských ryolitov (prekambrium, provincia Quebec, Kanada) a ich pyroklastik podľa viacerých autorov (in Prabhu — Webber, 1984). Polia kvarcitov, pieskovcov, bridlic, karbonátov a vyvretých hornín podľa Garrelsa — Mackenzieho (1971). Priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl (analýzy in Hovorka et al., 1984 — originálne analýzy)



Obr. 2. Diagram so súradnicami $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) : \log [(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$. 1 — ľubietovské ortoruly (analýzy z práce Kamenického, 1982), 2 — leptitové ruly (analýzy z práce Krist et al., in print), 3 — metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa (analýzy z nepublikovanej práce Mika), 4 — kyslé vulkanity a ich metamorfné deriváty — gelnická skupina (analýzy z práce Kamenického, 1961 a Chmelíka, 1962 — in Hovorka, 1972, por. č. anal. 890—897). Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 1. Diagrammatic plot with coordinates $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) : \log [(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$. The field of Cenozoic volcanic rocks is after Ewart (1979), field of Noranda rhyolite and pyroclastics (Precambrian, Quebec province, Canada) after different authors (in Prabhu — Webber 1984). Fields of quartzite, shale, carbonates and igneous rocks after Garrels — Mackenzie (1971). Figurative points of the Muráň Orthogneiss rock samples

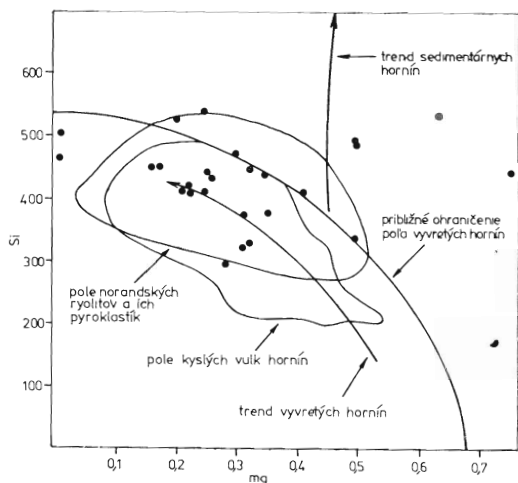
Fig. 2. The same diagrammatic plot, as in fig. 1. 1 — samples of Lubietová Orthogneiss (data from Kamenický, 1982), 2 — leptite gneiss (data from Krist et al., in print), 3 — metavolcanite of the Jánov Grúň Formation (unpublished data by O. Miko), 4 — acidic volcanic and metamorphic derivative — gelnická skupina (data from Kamenický, 1961 and Chmelík, 1962 — in Hovorka, 1972, analysis No 890—897). Other explanations as in fig. 1

Metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa v danom grafickom zobrazení tvoria tesný zhluk projekčných bodov, ktoré sčasti padajú do poľa kyslých efuzív a sčasti do jeho tesnej blízkosti (a súčasne aj tesnej blízkosti poľa eruptívnych hornín).

Priemerné body ľubietovských ortorúl padajú do poľa kyslých eruptív (6 analýz), resp. do poľa norandských ryolitov (1 analýza). Len jedna analýza vyhodnoteného súboru sa nachádza mimo vyčlenených polí eruptív, je však v jeho tesnej blízkosti. Priemety vybraného súboru analýz hornín gelnickej skupiny gemerika majú zaujímavý vertikálny trend distribúcie, z ktorých 50 % sa nachádza v poli kyslých vulkanitov, ostatné sú mimo vyčlenených polí. Uvedený vertikálny trend priemety analýz indikuje podstatné uplatnenie sa aj klastogénneho sedimentogénneho materiálu — ide totiž o trend súhlasný s trendom sedimentov typu pieskovce — kremence (a v jeho predĺžení aj bridlice).

Diagram so súradnicami Niggliho hodnotí si : mg pôvodne použil B. W. Evans — E. B. Leake (1960), aby preukázali chemickú podobnosť či zhodnosť protolitu páskovaných amfibolitov z Connemara (Írsko) s doleritmi z Karoo v južnej Afrike. Neskôr P. C. Van de Kamp, et al. (1976) dokumentovali, že diagram s uvedenými súradnicami znázorňuje odlišné typy metasedimentov, a tak môže dokumentovať odlišnosti protolitu metamorfítov. P. C. Van de Kamp a G. P. Beakhouse (1979) použili diagram pri riešení otázky genézy rúl zo severozápadného Ontaria v Kanade a najnovšie M. K. Prabhu — G. R. Webber (1984) pri určovaní typu protolitu rúl z provincie Quebec v Kanade.

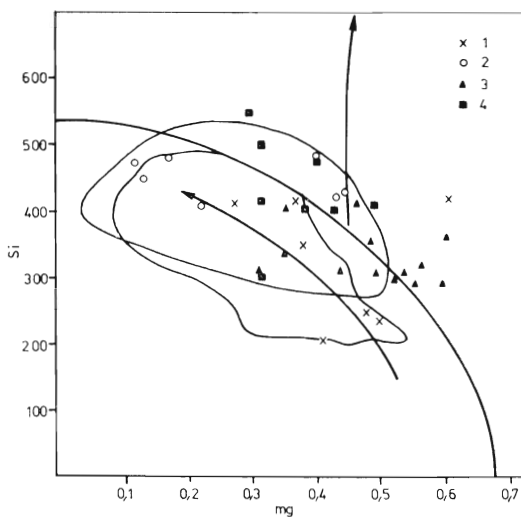
Z početného súboru analýz hornín komplexu muránskych ortorúl sa väčšina nachádza v poli eruptív. Mimo poľa sú 2 analýzy, ktoré sú svojou pozíciou vzdialené aj trendu sedimentárnych hornín. Ďalšie 2 analýzy sú svojou pozíciou blízke trendu sedimentov (obr. 3). Projekčné body leptitových rúl kráľovohoľského pásma veporika padajú všetky do poľa vyvretých, resp. kyslých vulkanických hornín. Kyslé až intermediárne vulkanity súvrstvia Jánovho grúňa (okrem jednej analýzy) sledujú trend eruptív, pričom sú však súčasne situované po oboch stranách krivky, ohraničujúcej pole eruptívnych hornín. V porovnaní s ostatnými komplexmi



Obr. 3. Diagram so súradnicami Niggliho hodnotí si : mg. Trendy sedimentárnych hornín a línia približne ohraničujúca pole eruptívnych hornín podľa Van de Kampa — Beakhousea (1979). Pole kenozoických kyslých vulkanických hornín podľa Ewarta (1979). Pole norandských ryolitov podľa rôznych autorov (in Prabhu — Webber, 1984). Priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl Fig. 3. Diagrammatic plot of Niggli's values si : mg. Trends of sedimentary rocks and the line approximately limiting the field of igneous rocks after Van de Kamp — Beakhouse (1979). The field of Cenozoic acidic volcanites after Ewart (1979) and the field of Noranda rhyolite after different authors (in Prabhu — Webber, 1984). Figurative points of samples from the Muráň Orthogneiss

majú horniny súvrstvia Jánovho grúňa vyššie hodnoty mg. Zodpovedá to ryodacitovému až dacitovému charakteru vulkanických hornín daného súvrstvia (Miko, l. c.).

Projekčné body analýz ľubietovských ortorúl sú (okrem jednej analýzy) v poli kyslých vulkanických hornín (obr. 4). Rozptyl bodov sleduje v podstate trend vyvretých hornín. Projekčný bod analýzy situovanej mimo poľa eruptív sa súčasne vyznačuje zápornou (—0,6) hodnotou DF koeficientu (tab. 1). Preto je sedimentogénny, resp. zmiešaný sedimentogénno-vulkanogénny pôvod protolitu tejto vzorky veľmi pravdepodobný. Vybrané analyzované horniny gelnickej skupiny gemerika sú označené ako kremenité porfýry, resp. porfýroidy. Z daného súboru analyzovaných vzoriek až 5 projekčných bodov sa nachádza mimo poľa eruptívnych hornín, pričom však len dve analýzy padajú mimo poľa norandských ryolitov a ich pyroklastík (Prabhu —



Obr. 4. Diagram ako na obr. 3. 1 — Lubietovské ortoruly, 2 — leptitové ruly, 3 — metavulkanity súvrstvia Jánovho grúňa, 4 — kyslé vulkanity a ich metamorfne deriváty — gelnická skupina. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 3.

Fig. 4. The same diagrammatic plot as in fig. 3. 1 — Lubietová Orthogneiss, 2 — leptite gneiss, 3 — metavolcanite of the Jánov Grúň Formation, 4 — acidic volcanite and its metamorphic derivate in the Gelnica Group. Other explanations as in fig. 3.

Webber, 1984). Aj v tomto prípade sú projekčné body analýz hornín gelnickej skupiny gernerika v tesnej blízkosti uvedeného poľa.

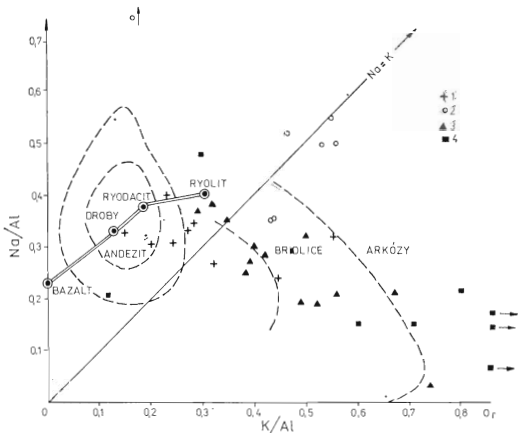
Stabilitu hliníka v metamorfných procesoch využil B. Moine et al. (1974, 1976, in Hinterlechner—Ravnik, 1977), aby rekonštruovali protolit základných typov klastických sedimentov a vulkanitov. Použili pritom diagram so súradnicami Na/Al : K/Al.

Projekčné body analyzovaných hornín komplexu muránskych ortorúl majú v danom diagrame (obr. 5) anomálne veľký rozptyl. Charakterizuje ho najmä pozícia projekčných bodov v oblasti vysokého pomeru Na/Al. Takto podstatná časť analýz spadá do poľa drôb.

V blízkosti projekčného bodu priemerného ryolitu nie je situovaný žiadny z projekčných bodov súboru muránskych ortorúl. Lokalizácia prevažnej časti analyzovaných hornín mimo vylčených polí sedimentov a súčasne vzdialená aj od projekčných bodov priemer-

ného zloženia základných typov efuzív dokumentuje, že výsledné zloženie je dôsledkom redistribúcie najmä alkalických kovov v procesoch metamorfnéj rekryštalizácie, a to najmä redistribúcie nátria (albitizácia).

Aj pozícia priemerných bodov hornín komplexu leptitových rúl veporika má značný rozptyl. Charakteristické je situovanie projekčných bodov v blízkosti línie pomeru 1 : 1 uvedených veličín. Analýza 2 má pre vysoký obsah Na externú pozíciu. Pre analyzované vulkanity súvrstvia Jánovho grúňa je charakteristický trend zvyšovania podielu K/Al za súčasného znižovania hodnôt Na/Al. Svedčí to buď o výrazne káliomom rade pôvodných vulkanitov, alebo o redistribúcii kália počas metamorfnéj (v tomto prípade málo intenzívnej) rekryštalizácie. Příklad metavulkanitov Jánovho grúňa súčasne názorne dokumentuje, že použitie akýchkoľvek geochemických či petrochemických diskriminačných koeficientov (diagramov) bez poznanej látkovej náplne, textúr, štruktúr a geologickej pozície môže viesť k mylným záverom. V prípade súvrstvia Jánovho grúňa totiž priemety analyzovaných hornín padajú prevažne do poľa drôb a brid-



Obr. 5. Diagram Na/Al : K/Al. Polia sedimentárnych hornín a priemety priemerného zloženia efuzív podľa Moinea et al. (1974, 1976, in Hinterlechner-Ravnik — Moine, 1977). Priemerné body hornín komplexu muránskych ortorúl.

Fig. 5. Diagrammatic plot of Na/Al vs. K/Al values. Fields of sedimentary rocks and figurative points of average effusive compositions after Moine et al. (1974, 1976, in Hinterlechner-Ravnik — Moine, 1977). Figurative points of Muráň Orthogneiss samples

TAB. 1

Hodnoty DF (podľa Shawa, 1972) a q_{norm}
 Values of DF (according to Shaw, 1972) and q_{norm}

muránske ortoruly*															
č. vz.	46	8	20	45	53	11	47	32	A	B	C				
DF	8,2	0,5	−0,9	1,3	0,4	1,2	2,4	2,3	2,5	0,7	−2,3				
q _{norm}	34,1	37,8	49,0	38,6	43,2	30,7	36,9	36,2	29,6	40,9	52,1				
č. vz.	B-1	10	13	15	27	37	38	42	44	48	58	63	64	100	106
DF	2,1	0,7	0,6	1,7	0,2	0,6	0,6	0,3	0,4	0,2	3,6	2,3	3,6	0,1	0,1
q _{norm}	36,4	34,4	45,6	39,8	49,2	41,8	41,5	46,9	33,9	25,7	37,1	36,5	35,8	40,5	50,0

metavulkanity kráľovohoľského kryštalinika (leptitové ruly)**							
č. vz.	1	V-3	V-8	Lp-2	Lp-4	577	587
DF	−0,4	4,2	3,0	3,0	3,8	1,6	1,6
q _{norm}	30,0	32,7	31,9	33,3	29,0	36,1	36,3

metavulkanity Jánovho grúňa***													
č. vz.	57	191	217	22	41	18	34	15	30	134	27	301	241
DF	2,3	2,6	−0,8	0,7	1,0	0,6	−0,4	1,2	0,1	2,3	0,4	1,9	−0,4
q _{norm}	25,3	29,7	38,2	24,6	23,2	26,9	21,0	25,0	28,8	29,6	29,0	28,7	39,1

ľubietovské ortoruly ****								
č. vz.	1	2	3	4	5	6	7	8
DF	−2,5	−0,8	0,1	−0,6	0,9	2,1	2,4	3,7
q _{norm}	41,9	41,8	36,7	41,2	21,5	20,3	16,2	16,7

porfyroidy gelnickej skupiny*****								
č. vz.	890	891	892	893	894	895	896	897
DF	2,1	−0,5	0,7	−0,6	1,2	0,1	−1,5	−0,8
q _{norm}	24,6	33,4	35,7	34,7	33,2	42,7	40,4	58,5

* Analýzy hornín skupiny muránskych ortorúl z práce D. Hovorku et al. (v príprave)

** Analýzy hornín skupiny Čierneho Balogu z práce E. Krísta et al. (v tlači)

*** Nepublikované analýzy O. Mika

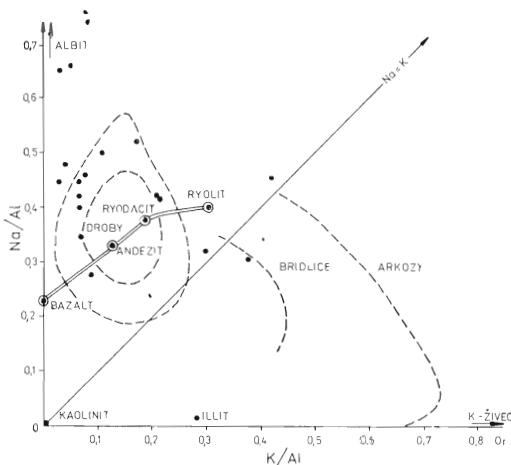
**** Analýzy z práce J. Kamenického (1982)

***** Analýzy z Katalógu chemických analýz (Hovorka, 1972)

líc i napriek tomu, že vulkanogénny pôvod protolitu je jednoznačný.

Pri horninách komplexu ľubietovských ortorúl sa 4 analýzy nachádzajú v blízkosti krivky efuzívnych hornín, a to v jej úseku ryodacit — ryolit, a ďalšie 3 analýzy v poli sedimentov typu bridlice a drôb. Uvedený obraz distribúcie zodpovedá predpokladanému

typu protolitu (vulkanity ryolitovo-dacitového zloženia; sedimenty ílovito-drobového typu). Prakticky najväčší rozptyl majú predpokladané metaryolity gelnickej skupiny (obr. 6). Pre väčšinu z nich je charakteristický nízky pomer Na/Al a vysoký pomer K/Al. Tieto hodnoty posúvajú projekčné body mimo vyznačených polí.



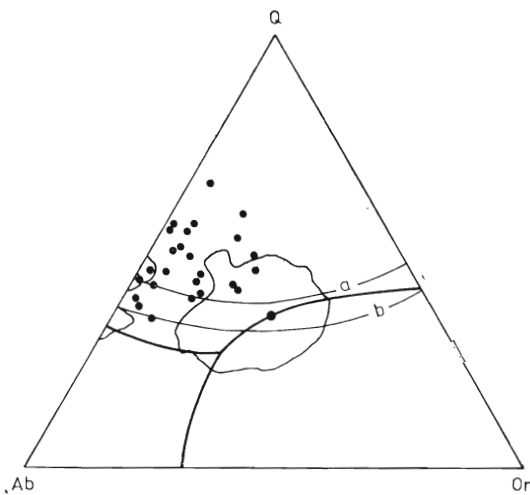
Obr. 6. Diagram ako na obr. 5. Vysvetlivky ako pri obr. 4

Fig. 6. Diagrammatic plot as in fig. 5. Explanations as in fig. 4

Záverom problematiky použitia katiónov alkalických kovov ku hliníku možno konštatovať, že práve tieto pomery dokumentujú migráciu nátria a kália v procesoch metamorfnej rekryštalizácie. Tieto procesy, ak použijeme predchádzajúce kritériá, nie sú také zjavné.

Priemety analyzovaných hornín komplexu muránskych ortorúl v Q-Ab-Or (CIPW norma) diagrame (obr. 7) padajú prevažne do priestoru medzi polom granitov (86 % analyzovaných granitov zo súboru 1190 analýz; Winkler — von Platen, 1961) a úsečkou Q-Ab daného diagramu. Až na priemet jednej analyzovanej vzorky, ktorá sa nachádza priamo na kotektickej línii, sú priemetné body hornín komplexu muránskych ortorúl od tejto línie značne vzdialené. Súčasne len menšia časť (celkove 7) analýz sa nachádza v poli ohraničenom krivkami *a* a *b*, v ktorom sú analýzy ryolitov z kompendia Washingtona (in Tuttle — Bowen, 1958). Takýto grafický obraz môže svedčiť o tom, že: magmatická tavenina má negranitické zloženie; daný horninový komplex vznikol z taveniny,

ktorá bola v procesoch predchádzajúcej frakčnej kryštalizácie (resp. v procesoch frakčného tavenia protolitu) obohatená o sodík, prípadne aj kremík; pri vzniku daných hornín sa podstatne uplatnili metasomatické (neskoro až postmagmatické, resp. metamorfno-rekryštalizačné procesy, hlavne Na a menej aj Si metasomatózy. Konfrontáciou mikroskopického obrazu hornín komplexu muránskych ortorúl s ich chemickým zložením, vyjadre-



Obr. 7. Diagram Q-Ab-Or (CIPW norma). Hrubá čiara — izobarická kotektická línia pri tlaku 5 kb vodných pár (Winkler, 1979); krivkou ohraničené polia — 86 % priemetu granitov zo súboru 1190 analýz granitov (Winkler — von Platen, 1961, in Winkler, 1979); krivky *a* a *b* ohraničujú pole, v ktorom sa nachádzajú priemietné body ryolitov uvedených v tabuľkách Washingtona (in Tuttle — Bowen, 1958). Priemietné body hornín komplexu muránskych ortorúl

Fig. 7. Diagrammatic plot of Q-Ab-Or values (CIPW norm). Heavy line means isobaric cotectic line at 5 kb H₂O (Winkler 1979), fields bordered by curve mean 86 % of granite figurative points from 1,190 granite analyses (Winkler — von Platen, 1961, in Winkler 1979); curves *a* and *b* delimit the rhyolite analyses tabled by Washington (in Tuttle — Bowen 1958). Figurative points of Muráň Orthogneiss samples

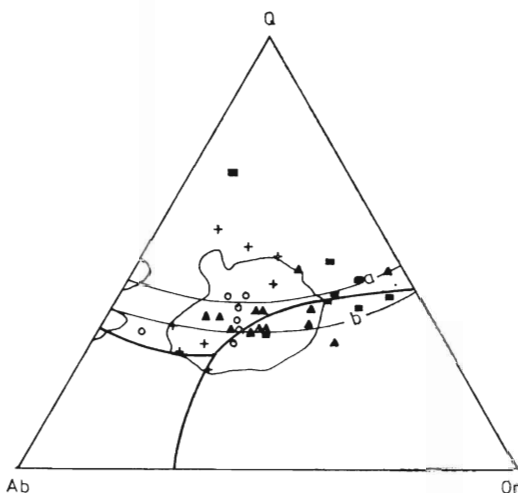
ným v Q-Ab-Or diagrame, vyplýva, že i napriek pozorovateľnému preskupeniu alkálií v rámci komplexu nemali tieto (metasomatické) procesy determinujúci charakter. Je preto pravdepodobné, že vulkanická časť protolitu komplexu muránskych ortorúl mala charakter alkalic-kých (sodných) ryolitov, resp. keratofýrov.

Úplne odlišný obraz poskytujú projekčné body ostatných študovaných kyslých metavulkanitov (obr. 8). Z granitového poľa sa vynímajú analýzy č. 1 a 2 ľubietovských ortorúl a jedna analýza horniny komplexu Čierneho Balogu. Zaujímavá je pozícia metavulkanitov gelnickej skupiny vnútorných Západných Karpát. Väčšina projektovaných analýz sa nachádza v poli ryolitov a zároveň v blízkosti kotektickej línie (Tuttle — Bowen, 1958), ale mimo poľa granitov. V prípade, že do úvahy zoberieme zmiešaný (sedimentárno-vulkanický) charakter protolitu aj tohto komplexu, je veľký projekčný rozptyl projekčných bodov časti analyzovaných hornín logický ako dôsledok nejednotného protolitu na jednej a polymetamorfného charakteru komplexu na druhej strane.

D. M. Shaw (1972) definoval pre určenie typu protolitu rúl (sedimentárne alebo vulkanické horniny) nasledujúcu diskriminačnú funkciu: $DF = 10,44 - 0,21 \text{ SiO}_2 - 0,32 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (celk. Fe)} - 0,98 \text{ MgO} + 0,55 \text{ CaO} + 1,46 \text{ Na}_2\text{O} + 0,54 \text{ K}_2\text{O}$.

Táto funkcia sa dá aplikovať len v prípade kremeňovo-živcových metamorfitov s obsahom MgO nižším ako 6 % a obsahom SiO_2 nižším ako 90 %. Pozitívne hodnoty DF determinujú ortopôvod a negatívne hodnoty parapôvod protolitu metamorfitov vyššie uvedeného typu. Vypočítané hodnoty DF v študovaných skupinách metamorfitov sú uvedené v tab. 1.

Z hodnôt DF (tab. 1) vyplýva, že väčšina analyzovaných horninových komplexov patrika k veporika predstavuje metamorfovaný ekvivalent magmatogénneho protolitu, a teda vzniknuté horniny patria do skupiny orto-



Obr. 8. Diagram Q-Ab-Or. Vysvetlivky ako pri obr. 4 a 7

Fig. 8. Diagrammatic plot as in fig. 7. Explanations as in fig 7 and 4

metamorfitov. Na rozdiel od nich 50 % analyzovaných vzoriek hornín v skupine analýz staršieho paleozoika gemerika (gelnická skupina) poskytlo negatívne hodnoty uvedeného diskriminačného koeficientu. Toto zistenie zodpovedá pozícii týchto hornín v predchádzajúcich grafických zobrazeniach.

P. C. Van de Kamp et al. (1976) konštatoval, že v metaeruptívach je obsah normatívneho kremeňa nižší ako 30 % obj., zatiaľ čo v metapsamitoch jeho obsah kolíše v medziach 30—40 %. Títo autori zároveň uviedli (l. c.), že v procesoch migmatitizácie a metamorfozy v dôsledku mobility kremíka sa môže čiastočne zmeniť obsah normatívneho kremeňa. Kremenité sedimenty si však všeobecne zachovávajú identitu svojho zloženia až do začiatku anatektického tavenia daného horninového komplexu. Priemerný obsah normatívneho kremeňa v kenozoických kyslých vulkanických horninách je 25 % (Prabhu — Webber, 1984; tab. 3). Aplikujúc uvedené kritérium Van de Kampa et al. (1976), M. K. Prabhu a G. R. Webber (l. c.) prišli k záveru, že kritérium normatívne-

ho kremeňa sa môže použiť ako diskriminačné kritérium len v oblastiach, v ktorých sa neprekrývajú hodnoty sedimentov a vulkanitov, t. j. mimo rozsahu 30—40 % normatívneho kremeňa.

Vypočítané hodnoty q_{norm} pre analyzované horniny komplexu muránskych ortorúl (tab. 1) sa pre väčšinu vzoriek pohybujú v medziach 30—40. Len v dvoch prípadoch je hodnota q_{norm} tesne pod 30; v ôsmich vzorkách je daná hodnota nad 40, čo sa zhoduje so zisteným minerálnym zložením a genézou daných vzoriek.

V skupine leptitových rúl veporika sú, okrem jednej analýzy, vypočítané hodnoty q_{norm} vyššie ako 30. Takéto zistenie je dosť prekvapujúce, lebo podľa predchádzajúcich kritérií má daná horninová skupina dosť jednoznačné zloženie kyslých vulkanitov. Zo súboru analyzovaných metavulkanitov súvrstvia Jánovho grúňa majú len 2 analyzované horniny obsah normatívneho kremeňa vyšší ako 30. Z uvedeného sa zdá, že kritérium, ktoré definoval M. K. Prabhu — G. R. Webber (1984), neplatí pre ultraacidné vulkanity (s logicky vysokou hodnotou normatívneho kremeňa) a je aplikovateľné na vulkanity s obsahom SiO_2 do 70—72 %. V súbore hornín komplexu Ľubietovských ortorúl 50 % analýz má hodnoty q_{norm} vyššie ako 50 % hodnoty nižšie ako 30.

V súbore hornín typu ryolitov gelnickej skupiny paleozoika gemerika len analýza 890 má hodnotu q_{norm} nižšiu (= 26,6) ako 30. Ostatné analyzované horniny majú uvedenú hodnotu vyššiu ako 30. Pri analýze 897 je hodnota q_{norm} extrémne vysoká (= 58,5), čo pri vysokom obsahu SiO_2 svedčí buď o uplatnení sa naloženej silicifikácie (hydrotermálny pôvod?), resp. o zmiešanom pôvode uvedenej horniny (vulkanicko-sedimentárny typ protolitu). O takomto, resp. sedimentogénnom type protolitu svedčí aj negatívna hodnota DF podľa D. M. Shawa (1972). Vychádzajúc zo zistení P. C. Van de Kampa et al. (1976) a M. K. Prabhu — G. R. Webbera (1984) a z aplikácie nimi vymedzených kritérií konštatujeme, že hodnota q_{norm} sa môže použiť ako diskriminačné kritérium pre určenie typu protolitu acidných kremeňovo-živcových me-

tamorfitov fácie zelených bridlíc až nízko-teplotnej amfibolitovej fácie v tom prípade, keď obsah SiO_2 v protolite nepresahoval 72 %. Uvedené zistenie vyplýva z testovania študovaných vulkanitov staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát (5 horninových komplexov s celkovým počtom 62 analýz) s použitím rôznych diskriminačných faktorov.

Paleogeografia staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát

Ak odhliadneme od nepodstatného množstva kyslých magmatitov typu plagiogranitov v ofiolitových komplexoch, potom je nutné kyslý vulkanizmus (vylučujúc z úvah možnosti jeho prejavov v rámci dosák, resp. blokov kontinentálneho typu) lokalizovať do zóny tektogénu (v zhode s predstavami globálnej tektoniky), t. j. do zóny konvergentných (aktívnych) okrajov platní.

Prítomnosť kyslého (ryolitového) vulkanizmu v staršom paleozoiku centrálnych Západných Karpát súčasne jednoznačne indikuje existenciu predpaleozoickej kóry kontinentálneho (subkontinentálneho) typu v zóne generovania kyslých magmatických tavenín. Aj z toho hľadiska sa zóna tektogénu zdá byť najpravdepodobnejším miestom lokalizovania danej vulkanickej aktivity. Pri riešení paleogeografie prostredia vzniku vulkanických aparátov je nezanedbateľným aspektom aj dávnejšie známa prítomnosť syngenetických polôh produktov bážického vulkanizmu v komplexoch s prevládajúcimi kyslými vulkanoklastikami. Ide o známe, plošne značne rozšírené decimetrové polohy amfibolitov v komplexe muránskych ortorúl a v metavulkanitoch súvrstvia Jánovho grúňa. Z uvedeného vyplýva, že priestorová spätosť prevládajúcich kyslých vulkanitov so zriedkavejšími produktami bážického vulkanizmu v staropaleozoickom komplexe v celej centrálnej zóne je zákonitá.

Pre riešenie problematiky je dôležité zistenie, že produkty bážického a naopak kyslého-

vulkanizmu sú prítomné v prevládajúcich kontrastných sekvenciách (bazalt — ryolit) často len v podobe lamín centimetrovej, resp. decimetrovej mocnosti. Je preto logické predpokladať, že vulkanizmus okrem lávových prúdov produkoval aj prevládajúce vulkanicko-klastické členy. Takéto zistenie potom bližšie determinuje prostredie priebehu vulkanickej aktivity: prítomné laminy vulkanického (popolovitého) materiálu indikujú morfológicky členenú zónu so subakválnymi i subaerickými vulkanickými centrami. Zistené relikticky rekryštalizovaných mandľových textúr v komplexe muránskych ortorúl (Hovorka et al., 1984) potvrdzujú predpoklad o výraznej vertikálnej členitosti reliéfu pôvodnej vulkanickej zóny. Úvahy o prostredí priebehu vulkanickej činnosti dokumentujú aj zistené prechody metavulkanitov do metasedimentov v komplexe muránskych ortorúl, resp. ich vzájomné striedanie vo vertikálnom profile najmä v predpokladaných okrajových zónach vulkanických komplexov.

Vychádzajúc z uvedených znakov a následných implikácií možno paleogeografický vývoj staršieho paleozoika v centrálnej, resp. v celej zóne súčasných Západných Karpát obrazne prirovnať k ľadovcovej triesťi medzi dvoma ľadovcovými kryhami gigantických rozmerov — Euroázie na severe a Afriky na juhu. Jednotlivé ľadové kryhy možno v takomto prirovnaní stožtožniť s blokmi s prekambričskou kôrou kontinentálneho typu. V uvedenej zóne „ľadovcovej triesťe“ prevládali bloky menšieho rozsahu s kontinentálnou kôrou nad „vodnými kanálmi“, reprezentujúcimi kôru prechodného až oceánskeho typu (krakovské kryštalínium, pezinsko-pernecké kryštalínium Malých Karpát, klátovská skupina vo vnútorných Západných Karpatoch a i.). V týchto „kanáloch“ generovali sekvencie s podstatným zastúpením mafických a ultramafických hornín. Uvedený model je blízky predstave M. Mahela (1980), ktorý v predmezozoickom substráte západokarpatského úseku Tetýdy vymedzil zóny s hrubou (kontinentálnou) a tenkou (oceánskou) kôrou.

Charakterizovaná predstava vývoja staršieho paleozoika umožňuje logické vysvetlenie zistení dotýkajúcich sa jednak vul-

kanitov, jednak sedimentárnych sekvencií. Takýmto sú najmä: striedanie kyslého a bázičského vulkanizmu, ktorých prírodné (komunikačné) cesty boli pravdepodobne odlišné — prenikali cez „ľadové kryhy“ (kyslé vulkanity) a jednak cez príľahlé „vodné kanály“ (bazaltové vulkanity) medzi nimi. Podobne možno takto logicky zdôvodniť prevažne klastický (psamitický), geochemicky nezrelý charakter sedimentov staršieho paleozoika centrálnej zóny, chýbanie karbonátov, ktoré v bazénoch (zónach s oceánskou, resp. suboceánskou kôrou) rýchlo zaplňovaných klastickým materiálom derivovaným z blokov s kontinentálnou kôrou nevznikali.

Je logické, a dnes už aj sčasti dokázané, že intenzívna variská tektogenéza a podstatná redukcia pôvodného priestoru ešte skomplikovali vzťahy horninových sekvencií. K zastretiu pôvodného paleogeografického obrazu prispel podstatnou mierou aj alpínsky orogén.

Diskusia

Nie základným, no z hľadiska správnej interpretácie nezanedbateľným problémom je výstižné označenie hornín uvádzaných v doterajších prácach ako ortoruly, žuloruly, leptity, leptitové ruly či leptinity.

Pri označovaní hornín komplexu muránskych ortorúl (resp. žulorúl) je nutné vychádzať z nasledujúcich zistení (Hovorka et al., 1984): z reliktov minerálov predmetamorfného štádia vývoja horniny; z prevažne mimetickej rekryštalizácie pôvodných mandlí, resp. klastov v sedimentoch; z prítomných pôvodných syngedimentárnych lamín turmalínu v ortorulách; z identifikovanej minerálnej asociácie albit — mikroklin; z mnohonásobných prechodov ortorúl do svorov s minerálnou asociáciou albit — muskovit — granát — kremeň, resp. chlorit — muskovit — albit — kremeň. Uvedené a ďalšie zistenia,

napr. stanovenie teploty metamorfnej rekryštalizácie grafitovou metódou (Šengelia et al., 1978), priniesli dôkazy o tom, že daný metamorfovaný komplex nebol nikdy v zóne vyšších teplôt ako 450–500 °C, ktoré zodpovedajú hraničnej oblasti teplôt fácie zelených bridlíc a amfibolitovej fácie. Z uvedeného nutne vyplýva problém: je pre horniny vzniknuté v podmienkach teplôt 450–500 °C vhodné označenie ortoruly? To sa totiž jednoznačne používa pre leukokrátne ortometamorfity, ktoré vznikli v podmienkach amfibolitovej fácie. Keďže v danom komplexe sú okrem ortorúl podstatne zastúpené aj pararuly a ruly, celý komplex navrhujeme v budúcnosti označovať ako muránske ruly.

Alternatívne označenie metaryolitov a metadacitov a ich metavulkanoklastík je označenie leptynit. Takéto horninové typy obsahujú typické minerálne fázy granulitovej fácie, t. j. kyanit, rutil, pertitický K-živec a i. V Západných Karpatoch zažívané označenie porfyroid patrí acidným metavulkanitom fácie zelených bridlíc.

Problémy nomenklatúry sa dotýkajú prakticky všetkých študovaných komplexov kyslých metavulkanitov. Pre horniny čiernobalockej skupiny (Krist, 1976, 1977, Krist et al., v tlači) sú vlastné aj niektoré ďalšie špecifické problémy. Vyplývajú najmä zo zistenej prítomnosti (l. c.) klastov magmaticky korodovaných minerálov, prítomnosti sanidínu, ale aj prítomnosti úlomkov intrúzií, resp. metasedimentov. Aj vystupovanie týchto hornín v prostredí fylitov svedčí v prospech uplatnenia sa rekryštalizácie v teplotných podmienkach fácie zelených bridlíc.

Vychádzajúc z poznaného minerálneho zloženia a intenzity metamorfovanej rekryštalizácie kyslých metavulkanitov centrálnej zóny Západných Karpát, navrhujeme nepoužívať označenia typu leptit, leptynit, leptitová či leptynitová rula a pod., ale označovať ich podľa modálneho zloženia, t. j. albitovo-biotitové ortoruly, albitovo-muskovitové ortoruly a pod. Uvedený návrh označovania platí pre horniny metamorfované v podmienkach níž-

kotepločných oblastí amfibolitovej fácie, pričom zohľadňuje ich minerálne zloženie aj ich makroskopický (ortorulový) vzhľad. V prípade metavulkanitov fácie zelených bridlíc so zachovanými reliktnami textúr a štruktúr odporúčame používať označenie metaryolit (metadacit), resp. ryolitové (dacitové) metaklastikum; pri vyššom stupni metamorfnej rekryštalizácie, resp. zastretí daných znakov ako porfyroid (Jánov grúň, Predná hoľa, lieskovecký ostrov).

Z petrochemickej analýzy vyplýva, že v protolitoch horninových komplexov, o ktorých sme v predchádzajúcej časti hovorili, prevládali kyslé a len lokálne aj intermediárne vulkanity a ich vulkanoklastiká (ryolity, alkalické ryolity, keratofýry, ryodacity, dacity). Vo všetkých študovaných sekvenciách boli zmiešané s rôznym podielom sedimentárneho (drobového, ílovitého) materiálu. Najmä štúdium pomerov Na/Al a K/Al však zároveň prinieslo dôkazy o redistribúcii alkalických kovov v procesoch metamorfnej rekryštalizácie, resp. v následných metasomatických procesoch. Zdrojom migrujúcich alkalických kovov bol pravdepodobne samotný komplex efuzív, vulkanoklastík a sedimentov vyššie uvedeného typu. Konštatovanie migrácie alkalických kovov na jednej a súčasne nemagmatogénny pôvod značnej časti analyzovaných hornín daných sekvencií na strane druhej potvrdzuje aj umiestnenie projekčných bodov v Q-Ab-Or (normatívne) diagrame (obr. 7, 8). Výsledné minerálne asociácie a textúrne znaky ortorulových, porfyroidových a metaryolitových komplexov paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát sú dôsledkom výrazne polymetamorfných procesov: variskej progresívnej metamorfózy, alpínskej metamorfnej rekryštalizácie a redistribúcie alkalických kovov (metasomatóza).

Z prijatých zásad označovania litostratigrafických jednotiek pre sekvencie metamorfných kyslých (len ojedinele aj inter-

mediárnych) vulkanitov staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát vychádza, že najvhodnejšie je označenie súvrstvie, t. j. muránske súvrstvie, ľubietovské súvrstvie, súvrstvie Čierneho Balogu, súvrstvie Jánovho grúňa, súvrstvie Prednej hole a pod. Uvedené súvrstvia sú spolu s palinologicky doloženými staropaleozoickými metasedimentami čiastkovými litostratigrafickými jednotkami staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát, charakterizovaného podstatným zastúpením kyslých vulkanitov. Pre tieto sedimentárno-vulkanické komplexy navrhujeme označenie hronsko-rimavská skupina.

Záver

Na rozdiel od minulosti, kedy sa s prítomnosťou produktov kyslého vulkanizmu v staršom paleozoiku centrálnej zóny Západných Karpát nepočítalo, hromadia sa v ostatných rokoch dôkazy o existencii rozsiahleho acidného vulkanizmu v danej tektonickej zóne. Vulkanickú aktivitu sprevádzala sedimentácia, takže značná časť hornín skúmaných komplexov vznikla zmiešaním efuzívneho, explozívneho a sedimentárneho materiálu.

Kyslé vulkanity s polohami báziických vulkanitov, spolu so sprevádzajúcimi ich sedimentami tvoria náplň vulkanicko-sedimentárnej formácie staršieho paleozoika centrálnej zóny Západných Karpát označenej ako hronsko-rimavská skupina. Samotné vulkanity z hľadiska formačnej analýzy tvoria náplň kontrastnej (bimodálnej) ryolitovo-bazaltovej formácie. V daných horninových komplexoch prevládajú metavulkanity a metavulkanoklastiká acidného typu nad metabazaltami (a ich vulkanoklastikami). I napriek tomu, že z väčšiny horninových súborov metavulkanitov nie sú k dispozícii údaje o obsahu stopových prvkov, predsa na základe

existujúcich údajov o chemickom zložení a horninovej náplni možno produkty vulkanickej aktivity s určitou pochybnosťou zaradiť do vápenato-alkalickej série.

Stupeň variskej metamorfnej rekryštalizácie vulkanogénneho, resp. sedimentárno-vulkanogénneho protolitu zodpovedá podmienkam fácie zelených bridlíc (súvrstvie Jánovho grúňa, súvrstvie Čierneho Balogu, súvrstvie Prednej hole) až nízkoteplotnej oblasti amfibolitovej fácie (súvrstvie ľubietovské, muránske). Niektoré komplexy (bocianske ortoruly = bocianske súvrstvie) treba stratigraficky zaradiť (prekambrium — staršie paleozoikum?) a determinovať intenzitu ich variskej metamorfnej rekryštalizácie.

Vulkanická aktivita uvedeného typu prebehla v zóne tektogénu, ktorá sa len aproximatívne dá zrovnávať so súčasnou zónou konvergentných okrajov litosferických dosák. Takáto predstava o paleogeografii a paleotektonike prostredia vulkanickej aktivity je v plnom súlade s charakterom pôvodných sedimentov danej sedimentárno-vulkanickej formácie (hronsko-rimavskej skupiny).

Zistením prítomnosti produktov acidnej vulkanickej aktivity v staršom paleozoiku centrálnej zóny Západných Karpát odpadá jeden z hlavných argumentov diametrálne odlišného vývoja staršieho paleozoika v centrálnej a vnútornej zóne Západných Karpát. Určité odlišnosti, a to najmä nevýrazne vyšší stupeň variskej progresívnej rekryštalizácie protolitu v centrálnej zóne, no najmä odlišná konfigurácia horninových komplexov vo variskom i alpínskom orogéne, spôsobili aj variabilnú intenzitu metamorfnej rekryštalizácie základných typov metavulkanitov uvedených zón.

Literatúra

Bajaník, Š. — Biely, A. — Miko, O. — Planderová, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Pred-

- nej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr.*, 73, s. 7—28.
- Buday, T. 1961: Tektonický vývoj Československa. *Praha, Ústř. Úst. geol.*, s. 3—249.
- Cambel, B. — Patočka, F. 1981: Entwürfe zur Interpretation der Entwicklung der varisciden Europas mit deren Applikation auf das Kristallin des Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, s. 161—176.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum des Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, s. 117—132.
- Dublan, L. — Konečný, V. — Lexa, J. — Halouzka, R. — Miko, O. — Biely, A. 1979: Geologická mapa ochranného rájónu kúpeľov Sliač. *Archív — GÚDŠ Bratislava*.
- Evans, B. W. — Leake, B. E. 1960: The composition and origin of the stripped amphibolites of Connemara, Ireland, J. *Petrol. (Oxford)*, 1, pp. 337—363.
- Ewart, A. 1979: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary — Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: Trondhjemites, dacites and related rocks. Barker, F. Ed., Elsevier, pp. 13—121.
- Garrels, R. M. — Mackenzie, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. *Norton — New York*, pp. 1—397.
- Grečula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Miner. slov.*, 5, s. 221—245.
- Grečula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov., Monogr., ser.*, s. 1—208.
- Hinterlechner-Ravnik, A. — Moine, B. 1977: Geochemical character of the Metamorphic Rocks of the Pohorje Mountains. *Geologija (Ljubljana)*, 20, s. 107—140.
- Hovorka, D. 1972: Katalóg chemických analýz predterciérnych erupitívnych a metamorfovaných hornín a ich minerálov. *Nauka o Zemi, Geol.*, 6, (Bratislava), s. 1—217.
- Hovorka, D. 1976: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát. *Miner. slov.*, 8, s. 113—131.
- Hovorka, D. 1981: The West Carpathians Crust Origin and Plutonite Formations. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, s. 523—536.
- Hovorka, D. — Hvozďara, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín — I. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 9, s. 145—179.
- Hovorka, D. — Klinec, A. — Konečný, V. — Lexa, J. — Snopko, L. 1973: Core Mountains and Veporide Crystalline Complexes, Paleozoic of Gemerides and Neovolcanics of Central Slovakia. Guide to excursion "C". *X. Congr. CBGA, Geol. úst.*
- D. Stúra, pp. 1—70.
- Hovorka, D. — Dávidová, Š. — Fejdi, P. — Gregorová, Z. — Határ, J. — Kátlovský, V. — Spišiak, J. 1984: Komplex muránskych ortorúl. *Manuskript — archív Geol. úst. Univerzity Komenského Bratislava*.
- Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalínika Malej Fatry. *Geol. Práce, Zoš.*, 45, s. 189—212.
- Ivanov, M. — Petro, M. 1978: Paragenetické pomery na polymetalickom zrudnení pri Muránskej Hute. *Geol. Práce, Spr.*, 70, s. 237—242.
- Kamenický, L. 1973: Litologische Studium und strukturelle Rekonstruktion des Kristallinikum der Zentralen Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpat.*, 25, s. 281—303.
- Kamenický, J. 1977: Die geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 32, s. 5—43.
- Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diafktoritov v severozápadnej časti Veporského rudohoria. *Miner. slov.*, 14, 481—516.
- Kamenický, L. — Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Miner. slov.*, 15, s. 289—303.
- Kamenický, L. — Macek, J. 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphischen Schichtenfolgen des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 25, s. 157—160.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalínika. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, s. 7—28.
- Klinec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkej Tatier, 1 : 50 000. *Geol. ústav D. Stúra, Bratislava*.
- Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 63, s. 95—104.
- Klinec, A. — Planderová, E. 1979: Paleozoické metamorfity z oblasti Hnúšte (kohútka subzóna veporid). *Geol. Práce, Spr.*, 72, s. 193—194.
- Krist, E. — Határ, J. — Greguš, J. — Vídenský, J. (v tlači): Petrogenesis and accessory leptonite minerals of the Čierny Balog group (Kráľova hoľa zone of the Veporide crystalline complex). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41.
- Maheľ, M. 1980: Heterogeneity of crust and further fundamental factors of peculiarity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, pp. 397—406.
- Maheľ, M. 1982: Príkrovy a členitosť kôry

- v Západných Karpatoch. *Miner. slov.*, 14, s. 1—40.
- Maheľ, M. et al., 1964: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Banská Bystrica, 1 : 200 000. *Vydav. Ústřed. Úst. Geol., Praha*, s. 1—270.
- Maheľ, M. — Buday, T. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2. *Západní Karpaty*, 1., (*Academia Praha*), s. 1—495.
- Miko, O. 1980: Metamorfičeskije i magmatičeskije kompleksi vostočnoj časti Nizkich Tatr (Zapadnyje Karpaty, ČSSR). *Geol. fak. LGU, Leningrad*.
- Miko, O. 1981a: Stredne paleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinikume Nizkych Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, s. 465—474.
- Miko, O. 1981b: Staropaleozoický vulkanizmus veporidnej časti Nizkych Tatier. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát. Geol. ústav D. Štúra Bratislava*, s. 41—47.
- Miko, O. 1983: The comparison of some Paleozoic volcano-sedimentary complex of the Western Carpathians. In: *Symp. on geochemistry of endogenous and exogenous processes. Bratislava*, pp. 111—123.
- Miko, O. — Hovorka, D. 1978: Kremenito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nizkych Tatier. *Západné Karpaty, Sér. Min., Petr., Geoch., Ložiská*, 5, s. 7—28.
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Karpát. Geol. úst. D. Štúra Bratislava*, s. 321—343.
- Planderová, E. — Miko, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy. *Miner. slov.*, 9, s. 275—292.
- Prabhu, M. K. — Webber, G. R. 1984: Origin of quartzofeldspathic gneisses at Montauban-les Mines, Quebec. *Can. J. Sci.*, 21, 3, pp. 336—345.
- Shaw, D. M. 1972: The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 9.
- Suk, M. 1979: Petrologie metamorfovaných hornin. *Academia Praha*, s. 1—255.
- Sengelia, D. M. — Miko, O. — Bezák, V. 1976: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfozy hornín hronského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového termometra. *Miner. slov.*, 10, s. 321—328.
- Tuttle, O. F. — Bowen, N. L. 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am., Mem.* 74, p. 153.
- Van de Kamp, P. C. — Leake, B. E. — Senior, A. 1976: The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin. *J. Geol.*, 84, pp. 195—212.
- Van de Kamp, P. C. — Beakhouse, G. P. 1979: Paragneisses in the Pakwash Lake area, English river Gneiss Belt, northwest Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 16, pp. 1753—1763.
- Winkler, H. G. F. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. (5th Ed.), *Springer Verlag*, pp. 1—348.
- Winkler, H. G. F. — von Platen H. 1961: Experimentelle Gesteinmetamorphose, IV, V. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 24, s. 48—69, 250—259.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. *Věst. Stát. geol. Úst., Praha*, 12, 6, s. 207—239.
- Zoubek, V. 1971: Einige Bemerkungen zum Granulitproblem. *Beiträge zur Granulitgenese. Freiberg. Forsch. (Freiberg)*, C 268, s. 59—76.
- Zeman, J. 1981: Probleme of continental crust development in Alpine Europe. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, pp. 407—420.

Acidic volcanism of Early Paleozoic age in the central zone of the West Carpathians

The presence of acidic metavolcanites in Early Paleozoic structural stage of West Carpathian central zone (subdividing the mountain range into three zones in transversal direction) found recently, led to the necessity to reevaluate also the paleogeographic and paleotectonic development during Early Paleozoic time. In contrast to the previous views on a geosynclinal (eugeosynclinal) development during Early Paleozoic times, the ascertained acidic, and associating

basic, metavolcanites point to the presence of tectogene (in the sense of global tectonics) in which the volcanites generated.

These volcanites were of rhyolite, alkaline rhyolite to keratophyre composition whereas basic volcanites have compositions corresponding to basalt (spilite) and volcanoclastics.

Acidic volcanic products in Early Paleozoic time are clear proof for the existence of crustal blocks with continental, or subcontinental, type of crustal profile already in

Pre-Variscan time. The single block units with such Pre-Variscan crust may be compared with the configuration of drift ice between two ice sheets of gigantic size, that of Eurasian plate on the north and the African shield in the south. Between single blocks of ice, there existed "water channels" filling up the space with oceanic type of crust. The entire zone of tectogene changed its configuration with time during the Early Paleozoic what became expression in unevenly distributed volcanic products on the one hand or in variable lithologies of sedimentary sequences on the other.

Acidic volcanites represent one of three fundamental constituents of protoliths from which rocks assigned in West Carpathian geological literature as orthogneiss, granitogneiss, leptite, or leptite gneiss originated. The grade of Variscan metamorphic recrystallization in these rock assemblages (Muráň Orthogneiss, Ľubietová Orthogneiss, leptite and leptite gneiss in the Čierny Balog Group a. o.) as well as in other similar lithological sequences (e. g. metarhyolite and metadacite in the Janov Grúň Formation and others) is variable. In some units the maximum degree achieves low-temperature area of amphibolite facies whereas in other units the degree is generally in greenschist facies conditions.

Depending on mutual quantitative proportions of the three fundamental constituents of those orthogneiss or metarhyolite assemblages (i. e. depending on the share of acidic and basic metavolcanites and clastic-argillaceous metasediments), different types of meta-

morphics originated. In several parts, the original textural and structural pattern of protoliths preserved in spite of metamorphic recrystallization. Such cases have been found in the Muráň Orthogneiss, where recrystallized pseudomorphs after original amygdaloid fillings prove the effusive nature of protolith, or elsewhere.

The indicated paleogeographic concept, as background for volcanic activity, is in full accordance with the character of original sediments of the volcano-sedimentary sequence in question for which the name Hron — Rimava Group is proposed. Partial lithostratigraphic units which recently occur in mutually isolated occurrences within the central zone of West Carpathians compose several formations, e. g. the Muráň Orthogneiss, Ľubietová Orthogneiss, Čierny Balog Group, Janov Grúň Formation and others.

Proofs for the presence of acidic volcanic products also in central zones of the West Carpathians removed one of arguments for totally different Early Paleozoic evolution pattern in this central zone if compared with the internal one. Certain differences, from which namely the unpronouncedly higher degree of Variscan metamorphic recrystallization of protoliths in the central zone may be mentioned, together with different configuration of rock assemblages already during the Variscan, but also the Alpine, orogenic event, led even to variable intensities of metamorphic recrystallization of fundamental metavolcanite varieties in the single tectonic zones of first order.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

I. Varga et al.: **Prognózy nerudných surovín na východnom Slovensku** (Košice 22. 10. 1985)

Vybrané nerudné suroviny východného Slovenska sa majú v 8. päťročnici oceniť formou vyčíslenia prognózných zdrojov. Doteraz sa prognózne zdroje nerúd oceňovali len pri niekoľkých surovinách, alebo sa na zhodnotenie prognóz použili rozmanité niekedy geologické, inokedy technologické alebo ekonomické kritériá. Obvyčajne sa vychádzalo

zo skúseností získaných pri prognózovaní rúd, čo však nezohľadňovalo osobitosti nerúd.

Na ocenenie prognózných zdrojov nerúd sa odporúča používať geologické a technologické, ale aj ekologické kritériá a zároveň brať do úvahy možnosti aplikácie bezstratových technológií a využitie odpadov z iných odvetví spracovania nerastných surovín. Najdôležitejšie podklady pre prognózovanie však poskytuje poznanie geologickej stavby a zákonitostí vývoja facií. Neogénna výplň západnej časti Košickej kotliny a severozápadnej časti

Rimavskej kotliny je príkladom, aký význam pre lokalizáciu perspektívnych plôch a vývoj má poznanie mineralogického a faciálneho vývoja sedimentov v regionálnom rozsahu. V uvedenom prípade sa preukázalo, že fosílné kôry vetrania sa do sedimentov panvy (predstavujúcich kontinentálne riečno-jazerné akumulácie neogénneho veku) splavovali cyklally a vyčlenené megacykly potvrdzujú, že obe dnes oddelené časti predstavovali pôvodne jedinu panvu. Kaolinické časti fosílnych kôr vetrania sa akumulovali do spodných častí výplní panvy. Smerom do vyšších litostratigrafických úrovní i do centra panvy obsah kaolinitu klesá a rastie počet psefitických polôh a ich zrnitosť.

V oblasti východoslovenského flyša poskytuje poznanie mineralogického zloženia ílovcových litofácií dôležité údaje nielen na dokreslenie zákonitostí pri zaplňovaní flyšovej sedimentačnej oblasti. Zákonité rozmiestnenie zvyšenej koncentrácie kaolinitu a illitu v ílovcových litofáciách je predpokladom na vyčlenenie bližších prognózných území, kde sa zohľadňujú aj ostatné kritériá (geografická dispozícia, životné prostredie, ekonomické požiadavky a i.).

M. Chovan: Zákonitosti rozšírenia meďnahto-porfýrovej mineralizácie v Južnej Gobi
(Bratislava 3. 10. 1985)

Skúmané územie leží v mohutnom medenorudnom pásme v južnom Mongolsku. Z regionálneho geologicko-štruktúrneho hľadiska sa územie nachádza v štruktúroformačnej zóne južnomongolských hercyníd Gobi — Chingan. Oblasť má symetrickú stavbu s osou orientovanou zo SV na Z. Rudonosnou etapou na ložisku Cagan Saburga je vrchnodevónsky až spodnokarbónsky magmatický komplex. V ostatných menších ložiskách a výskytoch Cu mineralizácie je rudonosný vrchnokarbónsky až spodnopermský magmatický komplex, a to vo všetkých zónach medenorudného pásma.

Československá geologická skupina Medzinárodnej geologickej expedície RVHP počas trojročnej činnosti v južnej Gobi preskúmala vyše 30 prejavov Cu mineralizácie, z ktorých najväčšiu pozornosť venovala vulkanicko-plutonickéj štruktúre Šuten. Vulkanogénny kom-

plex zastupujú vulkanity andezitového zloženia a ich tufy, subvulkanickú faciú andezitové, dioritové a syenitovo-dioritové porfýry. Intruzívny komplex tvorí granit, granodiorit, diorit (monzonit). Mineralizácia vystupuje v obvodovej časti koncentrickej štruktúry a viaže sa na kontaktné zóny dioritov, syenitodioritov a monzonitov, prípadne na subvulkanické dioritové porfýry. Mineralizáciu indikujú výrazné komplexné geochemické anomálie, z ktorých najperspektívnejšie majú okrem iných pozitívnych znakov vysoký koeficient zonálnosti a vysokú intenzitu. Vrtnými prácami sme na viacerých miestach overili výskyt chudobnej vtrúsenej Cu mineralizácie, v ktorej prevláda chalkopyrit a pyrit, zriedkavý je hematit, sfalerit, galenit, magnetit.

V zóne karbónskych andezitov a tufov sa vyvinul mohutný komplex metasomatitov tvorený sekundárnymi kvarcitmi a argilitmi s hojným zastúpením alunitových kvarcitov, ktoré môžu mať prospekčný význam ako nebauxitová surovina Al. V ostatných lokalitách (Cochiotuin, Charmagtaj) sa mineralizácia vyskytuje v podobnej pozícii. V menších, menej perspektívnych výskytoch chýbajú niektoré charakteristické znaky tohto typu mineralizácie (Cencher Chuduk, In Šanchaj, Alagbajan a ďalšie).

Všetky zistené výskyty sa viažu na vulkanicko-plutonické štruktúry spojené s orogénnou etapou vývoja územia a jej tektonicko-magmatickou aktivizáciou. Mineralizácia sa obyčajne vyskytuje v okrajových častiach granitoidných masívov so zvýšenou alkalicnosťou, alebo sa viaže na subvulkanické telesá dioritových porfýrov. V exokontaktnej zóne je mineralizácia zriedkavejšia. Hlavným rudným minerálom vtrúsených a žilníkových rúd je chalkopyrit, charakteristický je nízky obsah molybdenitu (okrem ložiska Cagan Suburga). Na povrchu sa mineralizácia prejavuje sekundárnymi minerálmi Cu, Fe, Pb a Mo. V širšom okolí sa vyvinuli zóny vtrúsenej pyritizácie, ktoré podmieňujú existenciu mnohých geofyzikálnych anomálií VP. Z premien má najväčšie rozšírenie K-metasomatóza, ktorá však svojím rozsahom ďaleko presahuje mineralizované zóny, v rámci ktorých je najintenzívnejšia sericitizácia a chloritizácia. V širšom okolí rudných plôch sú časté kremeňovo-turmalínovo-chloritové metasomatity a turmalínové brekcie, ako aj zóny kremenných žíl s turmalínom a bežnými sulfidmi.

Paleomagnetizmus intravulkanických až subvulkanických intruzívnych hornín z oblasti stredného Slovenska

OTO ORLICKÝ

Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

Doručené 3. 12. 1984

Палеомagnetизм интравулканических до субвулканических интрузивных горных пород Центральной Словакии

Палеомagnetное изучение горных пород из Штявинско — годрушского интрузивного комплекса и комплекса Калинка показало, что обнаруженное распределение и полярность остаточной намагничённости вызваны комбинированным эффектом геомагнетического поля, нерегулярной интрузивной, постмагматической и поствулканической деятельностью включительно химическо — физических изменений магнитных и других минералов.

Palaeomagnetism of intravolcanic to subvolcanic intrusive rocks from the area of Central Slovakia

Palaeomagnetetic study of rocks from the Štiavnica — Hodruša intrusive complex and the Kalinka intrusive complex has shown that observed distribution and the polarity of remanent magnetic polarization of these rocks have been caused by a combination of complex geomagnetic field behavior and irregular intrusive, postmagmatic and postvolcanic activity, including a chemico-physical alterations of magnetic and other minerals.

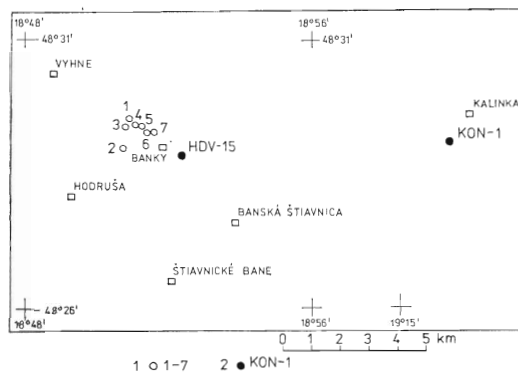
V. Pašteka vykonal v r. 1967 paleomagnetický výskum intruzívnych hornín štiavnicko-hodrušského rudného obvodu (Pašteka, 1971). Zistil, že v granodiorite sa primárna remanentná magnetická polarizácia (RMP) viaže na magnetit a titanomagnetit. Zistená inverzná stabilná zložka RMP je podľa autora sekundárneho pôvodu, najpravdepodobnejšie vyvolaná prítomnosťou maghemitu. Autor poukázal, že granodiority sú pre nereprezentatívnosť primárnej RMP a nízku smerovú stabilitu pre paleomagnetický výskum nevhodné.

Diorit vykazuje podľa V. Pašteku veľmi dobrú magnetickú a tiež aj paleomagnetickú stabilitu.

Stručná charakteristika študovaných hornín

Predmetom štúdia sú intruzívne horniny odobrané zo siedmich odkryvov z oblasti SZ od obce Banky, horniny vrtu HDV-15 a vrtu KON-1 (obr. 1).

Komplexnejšie spracovanie petrografie intruzívnych hornín oblasti stredného Slovenska urobila A. Mihalíková et al. (1980) a V. Konečný et al. (1983), preto sa v tomto článku obmedzíme na najnutnejšie údaje prevzaté z uvedených prác.



Obr. 1. Situácia lokalít a vrtov, z ktorých boli odobrané vzorky pre paleomagnetické štúdium. 1 — odkryvy 1 až 7; 2 — situácia a označenie predmetných vrtov

Fig. 1. Situation of sampled localities and boreholes under study. 1 — outcrops No 1 to No 7; 2 — location and marking of the boreholes under study

Hodruško-štiavnický intruzívny komplex. Jeho centrálnejšiu časť tvorí granodiorit, v okrajových častiach sú telesá s porfyrickým charakterom typu granodioritových porfýrov. Na periférii granodioritovej intrúzie sa nachádzajú samostatné telesá dioritu až dioritového porfýru. Z nich pochádzajú i študované horniny odkryvov 1—7 (obr. 1). Chronostratigraficky stanovený vek intruzívneho komplexu K/Ar metódou je 10,5 až 14,8 mil. rokov. Vek stanovený metódou stôp po delení uránu je zo siedmich individuálnych stanovení na amfibole a biotite 16,4 až 17,2 mil. rokov.

V dioritoch z odkryvov 1 až 7, okrem vzorky z lokality 3, je najčastejšia prítomnosť magnetitu. Magnetit je väčšinou prerastený hematitom, ktorého je však menej, ale sa nachádza vo vzorkách všetkých odkryvov. Vo vzorke z odkryvu 1 je tiež ilmenit, ktorý sa vyskytuje v úzkom styku s predchádzajúcimi dvoma minerálmi. Z ďalších minerálov je pomerne často prítomný rutil, ktorý chýba iba vo vzorkách z lokalít 1, 3 a 4, ale vo vzorke z lokality 6 prevláda. V tejto vzorke je iba zriedkavý magnetit a hematit. Pyrit sa okrem vzoriek 1 a 6 vyskytuje vo vzorkách všetkých ostatných lokalít.

Intruzívny komplex Kalinka. Komplex je situovaný v priestore Kalinka — Slatinské Lazy — Stožok v oblasti centrálnej vulkanickej zóny pohoria Javorie. Vystupuje tu v intruzívnej pozícii uprostred hydrotermálne premenených hornín formácie Rohy a blýskavickej formácie.

Komplex je budovaný dioritovým porfýrom, kremenitodioritovým porfýrom a kremenitým dioritom (okrem pŕňov aj vo forme ložných intrúzií). Intrúzia je prevŕtaná vrtom KON-1, ktorý mal nasledovný litologický profil: 0—337 m — hydrotermálne premenený dioritový porfýr, 337—422 m — kremenitodioritový porfýr, 422—448 m — prechodný typ medzi kremenitodioritovým porfýrom až kremenitým dioritom, 448—460 m — kremenitý diorit, 460—520 m — kremenitodioritový porfýr, 520,0—702,5 m — porfyrický kremenitý diorit, 702,5—789,5 m — kremenitý diorit, 789,5—926,5 m — prechodný typ medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom, 926,5—2021,0 m — kremenitý monzonodiorit s monzonitickou štruktúrou.

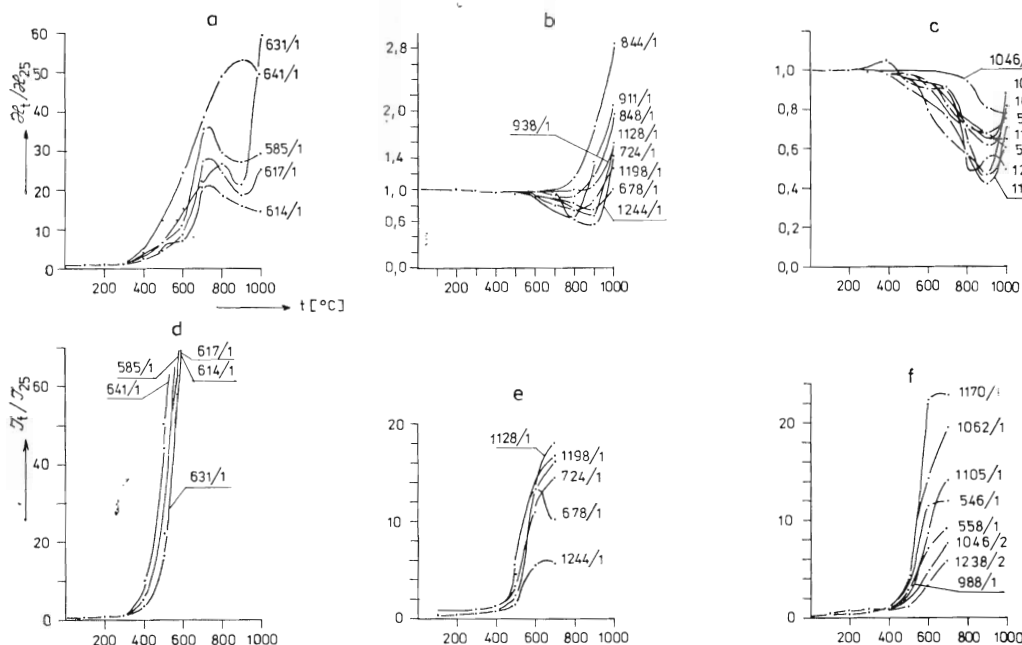
Prevládajúci typ mineralizácie vo vrte KON-1 je pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, molybdenit. Pásmo súvislejšej mineralizácie začína od hĺbky 700 až 900 m, kde začína prechod od kremenitého dioritu do monzonodioritu, hlavne od hĺbky 900 m až do konca vrtu. Taktiež pásmo biotitizácie je vyvinuté až do hĺbky 422 m, v nižšej úrovni začína pásmo sericitizácie. A. Mihaliková et al. (1980) usudzujú, že zóna alkalického termality, ktorú sprevádzajú zrudňovacie procesy, nezasiahla vrchnú časť intrúzie.

Chronostratigrafické údaje K/Ar metódou udávajú vek intrúzie 16,2 mil. rokov (in Konečný et al., 1983). Metódou stôp po delení uránu z rôznych hĺbok (od 1648 do 1810,5 m) je zo šiestich stanovení vek v rozpätí od $13,2 \pm 0,8$ mil. rokov do $14,7 \pm 0,6$ mil. rokov (in Konečný et al., 1983).

Použitá metodika a základné paleomagnetické výsledky

Vzorky dioritového telesa SZ od obce Banky sme odobrali pomocou geologického kompasu, vzorky z vrtov HDV-15 a KON-1 sme odobrali orientovane k osi vrtu, čo s ohľadom na metodiku odberu umožňovalo z nameraných výsledkov vypočítat iba inklináciu, avšak nie deklináciu RMP.

Vzorky z odkryvu sme upravili do tvaru kocky s hranou 20 mm, vzorky odobrané z vrtov HDV-15 a KON-1 do tvaru valčeka s výškou 22 mm a priemerom 26 mm. Z laboratórnych metód sa aplikovali merania remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) rotačným magnetometrom JR 4 a



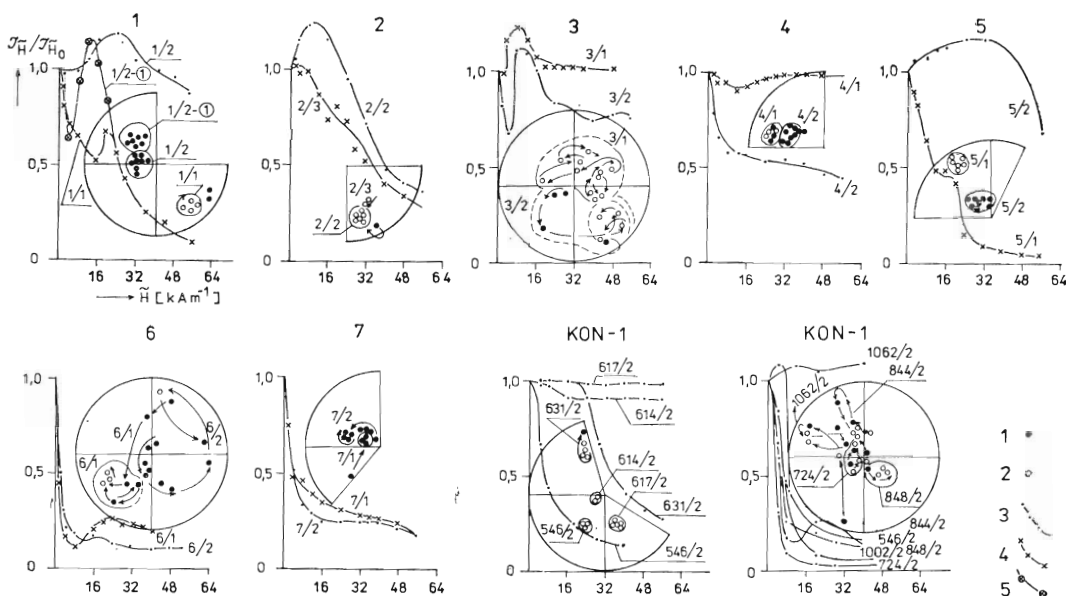
Obr. 2. Zmena magnetickej susceptibilita a remanentnej magnetickej polarizácie hornín KON-1 s teplotou. χ — magnetická susceptibilita vzorky horniny (χ_t) po jej vyhriatí na teplotu t a vychladnutí na laboratórnu teplotu (χ_{25}) bez laboratórneho teplotného účinku; J — hodnota vektora remanentnej magnetizácie vzorky horniny (J_t) — po jej vyhriatí na teplotu t a vychladnutí na laboratórnu teplotu, (J_{25}) — bez laboratórneho teplotného účinku; 678/1 — označenie vzorky (hlbka/poradové číslo); a, b, c — vybrané skupiny vzoriek hornín s charakteristickými krivkami zmien magnetickej susceptibilita a zodpovedajúcimi zmenami vektora remanentnej magnetickej polarizácie s teplotou (krivky d, e, f)

Fig. 2. Temperature dependence of magnetic susceptibility and remanent magnetic polarization of rocks from the borehole KON-1. χ — magnetic susceptibility of samples rocks (χ_t) — after heating to the temperature t and cooling to the laboratory temperature, (χ_{25}) — without laboratory temperature influence; J — the value of vector of remanent magnetic polarization of samples of rocks (J_t) — after heating to the temperature t and cooling to the laboratory temperature, (J_{25}) — without laboratory temperature influence; 678/1 — the marking of rock (depth/order number); a, b, c — selected groups of samples of rocks with characteristic curves of temperature changes of χ and correspondent temperature changes of J (d, e, f — curves)

merania objemovej magnetickej susceptibilita (χ) pomocou striedavého mostíka KLY 2. Magnetická a paleomagnetická stabilita študovaných hornín sa testovala pomocou striedavej demagnetizácie s rotujúcou vzorkou v kompenzovanom zemskom magnetickom poli. Striedavé demagnetizujúce pole sa aplikovalo krokom 2, 4, 8, 12, 16, 24, 32, 40, 48, výnimočne 56, 64 k Am⁻¹. Použitá bola tiež Thellierova

metóda v rozsahu teplôt od 50 do 700 °C.

Z laboratórne nameraných výsledkov sa pomocou mikropočítača Texas Instruments TI 59 a vlastného výpočtového programu vypočítala veľkosť a smer (v prípade vrtných jadier iba inklinácia) RMP a veľkosť χ . Výsledky demagnetizácie sú zobrazené na obr. 3, 4 a 6. Obr. 4 a 6 zobrazuje tiež zmenu χ s teplotou, vyjadrujúcu chemické zmeny niektorých minerálov s tep-



Obr. 3. Výsledky striedavej demagnetizácie vzoriek hornín odkryvov č. 1 až 7 a vybraných vzoriek vrtu KON-1. 1, 2 — smer remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) vzorky horniny kladnej (1) alebo zápornej (2) polarizácie RMP; 3, 4, 5 — demagnetizačné krivky pre jednotlivé vzorky zvlášť graficky odlišené; 6/1 — označenie vzorky, J — vysvetlivky pri obr. 2

Fig. 3. The results of AC demagnetization of samples of rocks from the outcrops No 1 to No 7 and selected samples from the borehole KON-1. 1, 2 — the direction of remanent magnetic polarization (RMP) of rock sample of positive (1) or negative (2) polarity of RMP; 3, 4, 5 — demagnetization curves of individual rocks, graphically especially differentiated; 6/1 — the marking of the sample; J — Explanations are in the fig. 2

lotou. Zmena χ a RMP s teplotou je vyjadrená tiež v tab. 1 a zobrazená na obr. 2.

Zmeny χ s teplotou sa merali súbežne s aplikovaním Thellierovej metódy na vybraných vzorkách v rozsahu 0—1000 °C, na niektorých vzorkách iba v rozsahu 0 °C—700 °C.

Z tab. 1 vidieť pomerne veľké rozdiely v hodnotách χ a NRMP v rámci dioritov až dioritových porfýrov odkryvov 1 až 7. Nízkymi hodnotami χ sa vyznačujú tiež vzorky porfýrického kremenitého dioritu v intervale 560—645 m vrtu KON-1 (obr. 7), kde dosahujú 98—293 $\times 10^{-6}$ [SI] so strednou hodnotou 186,5 $\times 10^{-6}$ [SI]. Podobne nízke hodnoty (125—805 $\times 10^{-6}$ [SI])

sa namerali u dioritových porfýrov vrtu KON-1 v intervale 0—323 m (in Husák et al., 1977). Kremenitý dioritový porfýr (pôvodne označený ako dacit) vrtu HDV-15 vykazuje strednú hodnotu $\chi = 9\,435 \times 10^{-6}$ [SI] (obr. 8). Stredná hodnota χ ostatných vzoriek vrtu HDV-15 je 22 983 $\times 10^{-6}$ [SI]. Stredná hodnota χ vzoriek z intervalu 678 m—1834 m vrtu KON-1 je 38 930 $\times 10^{-6}$ [SI].

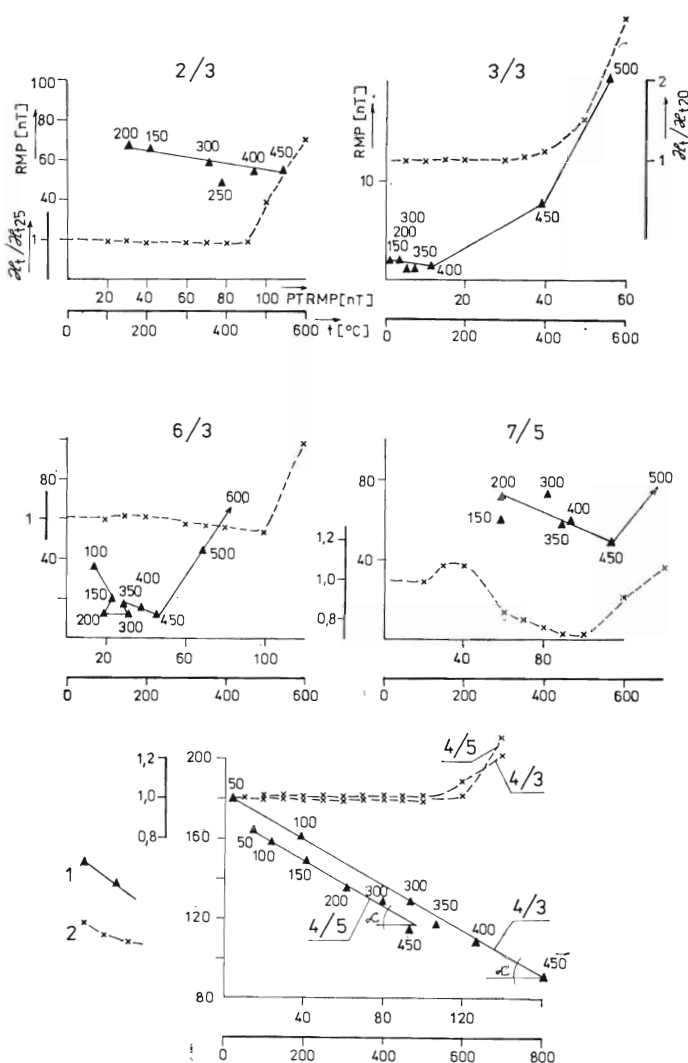
Veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) všetkých skúmaných vzoriek hornín je relatívne nízka. Diority až dioritové porfýry odkryvov 1 až 7 vykazujú hodnoty od 0,72 do 189,9 nT. NRMP dioritových porfýrov z intervalu

TAB. 1

*Magnetické charakteristiky intruzívnych hornín pri zvolených teplotách
pre vybrané lokality a hĺbkové intervaly vrtov KON-1 a HDV-15*

*Magnetic characteristics of intrusive rocks at chosen temperatures from selected
localities and depth intervals in KON-1 and HDV-15 boreholes*

Označ. odkryvu	$\chi \times 10^6$ [SI]						RMP [nT]					Počet vzoriek
	25°	450°	500°	600°	700°	900°	25°	450°	500°	600°	700°	
1/1	25 500	—	—	—	—	—	189,9	—	—	—	—	1
1/2, 1	133,0	—	—	—	—	—	2,76	—	—	—	—	2
2	10 509	—	—	—	—	—	79,6	—	—	—	—	3
2/3	10 350	9625	9780	15 700	20 725	26 500	33,5	108,9	209,7	3759	5098	1
3	396,3	—	—	—	—	—	1,03	—	—	—	—	3
3/3	410,0	475	653	2320	3555	4862	1,7	38,8	164,8	2700	2162	1
4	16 210	—	—	—	—	—	163,8	—	—	—	—	4
4/5	15 330	15 260	15 075	15 540	20 700	42 004	164,1	92,5	217,2	2588	5727	1
5	491,5	—	—	—	—	—	0,72	—	—	—	—	2
6	1989,2	—	—	—	—	—	22,7	—	—	—	—	3
6/3	2880	2635	2564	4155	7070	18 403	45,3	44,7	69,03	917,0	2431	1
7	8243	—	—	—	—	—	114,5	—	—	—	—	4
7/2	8310	6090	5910	7655	8875	33 233	127,8	141,3	305,8	2051	2451	1
Vrt KON-1 porfyritický kremenitý diorit	186,5	—	—	2462	5427	—	15,01	—	389,9	8300	—	6
Vrt KON-1 monzonodiorit	—	—	—	—	—	—	272,0	—	350,4	1928	—	11
Vrt HDV-15 interval 177—541 m	—	—	—	—	—	—	138,9	—	723,3	3654	6154	16
Vrt HDV-15 interval 696—1096 m	—	—	—	—	—	—	95,1	—	241,0	1540	3299	33

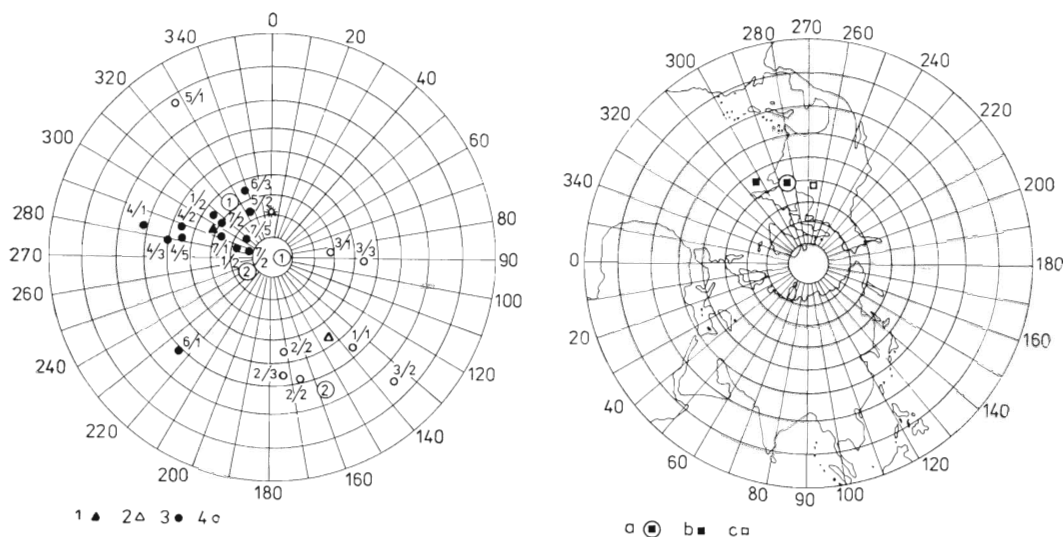


Obr. 4. Výsledky Thellierovej metódy vybraných vzoriek hornín povrchových odkryvov štiavnicko-hodruškého intruzívneho komplexu. 2/3 — číslo odkryvu/poradové číslo vzorky; PTRMP — parciálna termoremanentná magnetická polarizácia; RMP — remanentná polarizácia; 1 — veľkosť RMP vzorky horniny po tepelnom demagnetizačnom účinku a PTRMP po tepelnom magnetizačnom účinku pre zvolenú teplotu; 2 — zmena χ s teplotou; nT — nanoTesla; χ_t , χ_{25} — vysvetlivky pri obr. 2

Fig. 4. The results of Thellier's method of selected samples of rocks from superficial outcrops of Štiavnica — Hodruša intrusive complex. 2/3 — number of the outcrop/order number of the sample; PTRMP — partial thermoremanent magnetic polarization; RMP — remanent magnetic polarization; 1 — the magnitude of RMP of rock sample after temperature demagnetization influence and of PTRMP of rock after temperature magnetization influence for the chosen temperature; 2 — temperature dependence of χ ; nT — nanoTesla; χ_t , χ_{25} — explanations are in the Fig. 2

0–323 m vrtu KON-1 je 126,2 nT (in Husák et al., 1977), porfyrického kremenitého dioritu 14,3 nT. NRMP ostatných vzoriek intervalu 678 m–1834 m vrtu KON-1 je v rozpätí od 50 nT–400 nT, anomálne až 3000 nT (obr. 7). Stredná hodnota NRMP v intervale od 678 do 1834 m je 272,0 nT. Podobne nízke hodnoty NRMP vykazujú tiež horniny vrtu HDV-15. Stredná hodnota vypočítaná z 55 výsledkov individuálnych vzoriek je 116,0 nT.

Zmena magnetickej susceptibilitu s teplotou, odrážajúca chemické alterácie minerálov, nie je pri skúmaných typoch hornín rovnaká. Z tab. 1 a obr. 2 vidieť, že výraznejší nárast vplyvom teploty je indikovaný pri vzorkách hornín s pôvodne nízkymi hodnotami χ . Evidentné je to pri horninách vrtu KON-1 (obr. 2). Vzorky porfyrického kremenitého dioritu dosahujú, ako je už vyššie uvedené, strednú hodnotu $\chi = 186,5 \times 10^{-6}$ [SI], po zohriatí na

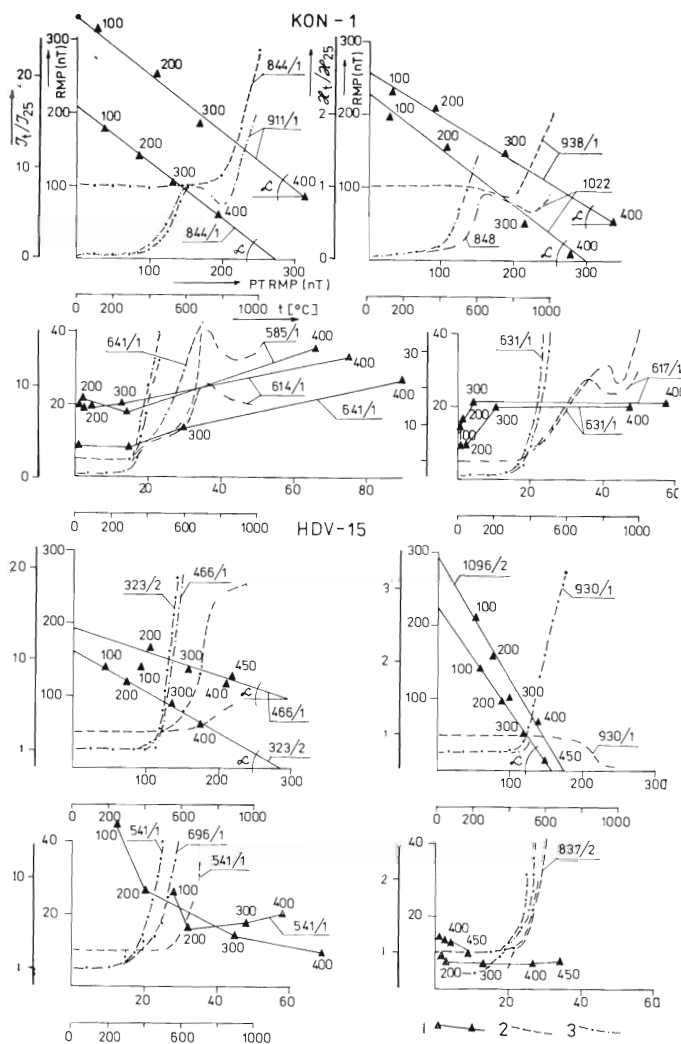


Obr. 5. Stereografické projekcie stredných smerov RMP hornín štiavnicko-hodrušského intruzívneho komplexu. 1, 2 — stredný smer RMP vzoriek hornín s kladnou (1) a so zápornou (2) polaritou RMP; 3 — kladná RMP; 4 — záporná RMP; a — poloha virtuálneho pólu vypočítaná pre horniny všetkých lokalít; b, c — poloha virtuálneho pólu pre lokality a horniny s kladnou (b) a so zápornou (c) polaritou RMP

Fig. 5. Stereographic projections of mean directions of RMP and of the positions of virtual pole of rocks from Štiavnica — Hordúša intrusive complex. 1, 2 — mean direction of RMP of samples of rocks of positive (1) and negative (2) polarity of RMP; 3 — positive RMP; 4 — negative RMP; a — the position of virtual pole which has been computed for the rocks of all localities; b, c — the position of virtual pole for localities and rocks of positive (b) and negative (c) polarity of RMP

700 °C hodnotu 5427×10^{-6} [SI]. Pri týchto typoch hornín pri ďalšom zohriatí klesá χ , a narastá až pri teplote nad 900 °C. Pri teplote 700 °C dosahujú porfyrické kremenité diority iba 1/7 a po vyhriatí na 900 °C 1/4 strednej hodnoty vzoriek hornín z intervalu 678 m—1834 m vrtu KON-1. Toto poukazuje na kvalitatívne odlišné magnetické minerály v porfyrických kremenitých dioritoch v porovnaní s kremenitým monzonodioritom. V rozsahu teplôt od 600 do 1000 °C narastá χ pri vzorkách odkryvov 1 až 7 (tab. 1), taktiež pri časti vzoriek hornín vrtu HDV-15. Kremenitý diorit vzorky prechodného typu medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom, taktiež výnimočne sa vysky-

tujúce vzorky porfyrického kremenitého dioritu s vysokými hodnotami sú uvedené na obr. 2b. Z obr. 2b je evidentné, že χ voči pôvodnej hodnote (χ_{25}) narastá až pri teplotách nad 800—900 °C. Väčšina vzoriek kremenitého monzonodioritu v rozsahu od 500 do 900 °C vykazuje pokles χ s teplotou a takmer ani v jednom prípade, ani po zohriatí na 1000 °C, neprevyšuje hodnotu pôvodnej χ (obr. 2c). Parciálna termoremanentná magnetická polarizácia (PTRMP), získaná u vzoriek pri aplikovaní Thellierovej metódy v laboratórnom poli magnetickej indukcie 45,1 nT, má v rozsahu teplôt 450—700 °C, pri časti vzoriek tiež nad teplotou 700 °C, narastajúci trend (tab. 1, obr. 2). Nárast hodnôt PTRMP s teplotou porfyrického kremenitého dioritu vrtu

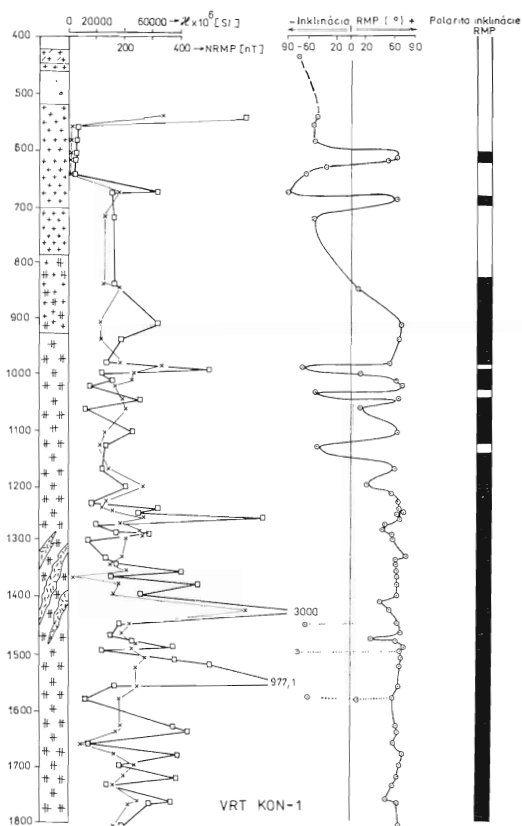


Obr. 6. Výsledky Thellierovej metódy vybraných vzoriek hornín vrtnov KON-1 a HDV-15. 837/2 — označenie vzorky (hĺbka/poradové číslo vzorky), 2 — zmena α s teplotou; 3 — zmena RMP s teplotou; 1 — vysvetlivky pri obr. 4; ostatné symboly pozri vysvetlivky pri obr. 2 a obr. 4
Fig. 6. The results of Thellier's method of selected samples of rocks from the borehole KON-1 and the borehole HDV-15. 837/2 — the marking of the rock (depth/order number of the sample); 2 — temperature dependence of α ; 3 — temperature dependence of RMP; 1 — see the explanations of Fig. 4; the others symbols are in the explanations of Fig. 2 and Fig. 4

KON-1 je vyjadrený v tab. 1, zobrazený, vrátane ostatných typov intruzívnych hornín vrtnu KON-1, na obr. 2 (d, e, f).

Vzorky povrchových odkryvov 1, 2, 4, 5 a 7 vykazujú tesné zoskupenie smerov RMP zistených pre príslušnú vzorku po demagnetizovaní pri hodnotách striedavého poľa uvedeného vyššie (obr. 3). Koefficient presnosti k a polovičný uhol kužela spoľahlivosti α , vypočítané z 9 pre príslušnú vzorku individuálne zistených smerov

po demagnetizovaní v rozsahu vyššie uvedeného demagnetizačného poľa ukazujú, že nižšie hodnoty α (od 2,4 do 8,2) a vyššie hodnoty k (od 40,0 do 375,4) čiže vyššiu smerovú stabilitu vykazujú vzorky s kladnou polaritou RMP. Vzorky odkryvov 3 a 6 sú smerovo v rozsahu použitého demagnetizačného poľa nestabilné (α = od 16,5 do 22,3, k = od 8,6 do 12,9). Výnimkou sú vzorky odkryvu 2 so stabilným smerom RMP (α = 3,7—5,3, k = 94,6—



Obr. 7. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky vzoriek hornín vrtu KON-1. Vysvetlivky pri obr. 8

Fig. 7. Magnetic and palaeomagnetic characteristics of samples of rocks of the borehole KON-1. All explanations are in Fig. 8

175,0), ale zápornou inklináciou RMP. Výsledky Thellierovej metódy podobne potvrdzujú stabilitu smeru RMP vzoriek odkryvov hlavne s kladnou polaritou RMP (odkryvy 1, 4, 5, 7) ($\alpha = 3,7\text{--}8,2$, $k = 41,3\text{--}146,0$), vzorky 6/3 s kladnou a vzoriek odkryvu 2 so zápornou polaritou RMP ($\alpha = 8,0$, $k = 84,4$). Vzorky z odkryvu 3 vykazujú nestabilný smer voči tepelnému poľu. Zo závislosti pôdnej RMP a laboratórnej parciálnej termoremanentnej magnetickéj polarizácie (PTRMP) pre zvolené teploty je preukázateľné, že li-

neárny priebeh v rozsahu teplôt $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $450\text{ }^{\circ}\text{C}$ vykazujú dve vzorky odkryvu 4 so smernicou priamky $\text{tg } \alpha = 0,567$ a vzorka odkryvu 2 (obr. 4). Ostatné vzorky vykazujú anomálny priebeh buď závislosti $\kappa \rightarrow f(t)$ (vzorka 7/5), alebo priamo v závislosti RMP a PTRMP (vzorky 3/3 a 6/3) poukazujúcich na chemické zmeny minerálov vo vzorke pri zohrievaní hornín. Na vybraných vzorkách povrchových odkryvov (1–7) sa pozoroval nárast κ s teplotou (tab. 1). Ako je uvedené vyššie, pri aplikácii Thellierovej metódy skúmané vzorky hornín chladli v mieste laboratória v známom magnetickom poli (magnetická indukcia $T = 45,1\text{ nT}$). Z vypočítanej smernice priamky ($\text{tg } \alpha = 0,567$) vzoriek 4/3 a 4/5 (obr. 4) a známej intenzity magnetizujúceho poľa v laboratóriu ($T = 45,1\text{ nT}$) je možné odvodiť indukciu magnetického poľa, v ktorom získali vzorky odkryvu 4 RMP. Vychádza magnetická indukcia $T = 25,57\text{ nT}$.

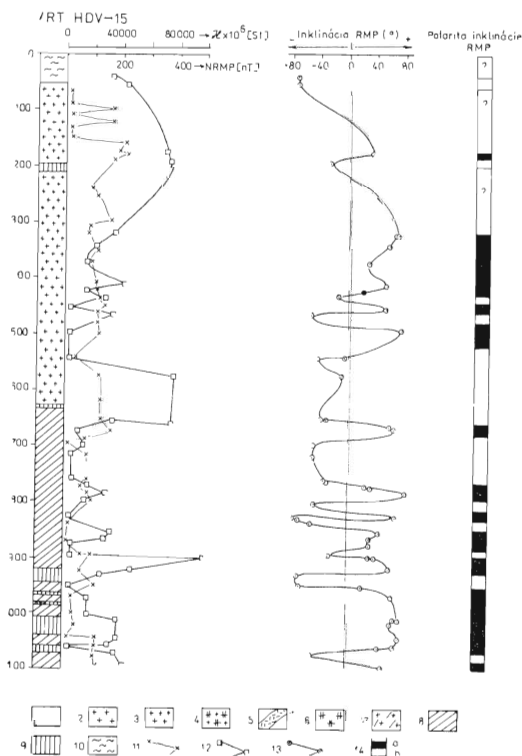
Z výsledkov smerov RMP jednotlivých vzoriek hornín odkryvov 1, 7 sa vypočítal stredný smer RMP, včítane ďalších charakteristik Fischerovej štatistiky, samostatne pre vzorky s kladnou a samostatne pre vzorky so zápornou polaritou RMP (obr. 5). Odvodené boli tiež virtuálne póly týchto lokalít (obr. 5). Stredná hodnota RMP pre vzorky s kladnou polaritou RMP je: $D_{\text{str}} = 297,2^{\circ}$, $I_{\text{str}} = 58,4^{\circ}$, $\alpha_{95} = 10,2^{\circ}$, $k = 19,04$ s polohou virtuálneho pólu $\varphi_{P(N)} = 45,0^{\circ}$ a $\lambda_{P(E)} = 301,3^{\circ}$. Pre horniny odkryvov so zápornou RMP je $D_{\text{str}} = 141,8^{\circ}$, $I_{\text{str}} = -42,5^{\circ}$, $\alpha_{95} = 23,6^{\circ}$, $k = 7,5$, poloha virtuálneho pólu $\varphi_{P(N)} = 51,8^{\circ}$, $\lambda_{P(E)} = 264,2^{\circ}$. Výsledky vzoriek vrtov KON-1 a HDV-15 sú nasledovné: porfyrický kremenitý diorit vrtu KON-1 vykazuje dobrú smerovú stabilitu voči demagnetizujúcemu striedavému i teplotnému účinku ($\alpha = 3,1\text{--}9,2$, menej často okolo $15,0$) v rozsahu vyššie uvedeného poľa. Ostatné sledované typy hornín vrtu KON-1

sú v porovnaní s porfyrickými kremenitými dioritmi menej stabilné voči striedavému a teplotnému poľu ($\alpha = 11,5\text{--}21,2$, menej často okolo 43,0). Porovnateľnú stabilitu voči spomenutým poľiam vykazujú i vzorky intruzívnych hornín vrtu HDV-15.

Na obr. 7 a 8 je vynesená okrem χ a NRMP tiež inklinácia a polarita v rozsahu použitého demagnetizujúceho poľa stabilnej zložky RMP. Porfyrický kremenitý diorit sa vyznačuje zápornou inklináciou RMP so strednou hodnotou $I = -52,9^\circ$ (obr. 7). Od hĺbky 830 m až do hĺbky 1913 m sú horniny prevažne s kladnou inklináciou RMP. V uvedenom hĺbkovom intervale je zo 78 vzoriek iba 6 so zápornou inklináciou RMP. Horniny so zápornou polaritou RMP však nevytvárajú vo vrte súvislejší horizont. Stredná hodnota

inklinácie RMP vypočítaná zo 72 individuálnych hodnôt vzoriek s kladnou polaritou pre interval od 844 m do 1913 m vrtu KON-1 je $I_{\text{str}} = 66,17^\circ$ ($k_{\text{str}} = 82,81$, $\alpha_{\text{str}} = 19,04^\circ$). Stredná hodnota inklinácie RMP vzoriek s kladnou polaritou RMP vo vrte HDV-15 vypočítaná z 32 individuálnych hodnôt je $I_{\text{str}} = 51,52^\circ$ ($k_{\text{str}} = 53,4^\circ$, $\alpha_{\text{str}} = 21,3^\circ$), vzoriek so zápornou polaritou RMP vypočítaná z 23 individuálnych hodnôt je $I_{\text{str}} = -46,13^\circ$ ($k_{\text{str}} = 49,3^\circ$, $\alpha_{\text{str}} = 22,6^\circ$). Z obr. 8 vidieť viac frekventované striedanie kladnej a zápornej inklinácie RMP. Vo vrtnom profile však nie je indikovaný súvislejší horizont vzoriek hornín rovnakej polarity RMP.

Závislosť pôvodnej RMP a PTRMP nie je lineárna pri všetkých skúmaných vzorkách (obr. 6). Korektnú závislosť s mož-



Obr. 8. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky vzoriek hornín vrtu HDV-15. 1 — kremenitodioritový porfýr; 2 — porfyrický kremenitý diorit; 3 — kremenitý diorit; 4 — prechodný typ medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom; 5 — bazické diferenciaty; 6 — kremenitý monzonodiorit s monzonitickou textúrou; 7 — prechodný typ medzi kremenitodioritovým porfýrom a kremenitým dioritom; 8 — dacit (podľa novej klasifikácie kremenitý dioritový porfýr); 9 — granodiorit; 10 — premenený šedozelený AB andezit; 11 — veľkosť magnetickej susceptibility; 12 — veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP); 13 — veľkosť inklinácie RMP; 14 — polarita RMP; a — kladná, b — záporná

Fig. 8. Magnetic and palaeomagnetic characteristics of samples of rocks of the borehole HDV-15. 1 — quartz diorite porphyry; 2 — porphyritic quartz diorite; 3 — quartz diorite; 4 — transitional type between quartz diorite and quartz monzodiorite; 5 — basic differentiate; 6 — quartz monzodiorite with monzonitic texture; 7 — transitional type between quartz diorite porphyry and quartz diorite; 8 — dacite (quartz diorite porphyry — according to new classification); 9 — granodiorite; 10 — AB altered grey-green andesite; 11 — the magnitude of magnetic susceptibility; 12 — the magnitude of natural remanent magnetic polarization; 13 — the magnitude of the inclination of RMP; 14 — polarity of RMP, a — positive, b — negative

nosťou výpočtu smernice priamky vykazujú vzorky 844/1, 938/1 a 1022 vrtu KON-1 a vzorky 323/2, 466/1, 930/1 a 1096/1 vrtu HDV-15. Pri porfyrickom kremenitom diorite vrtu KON-1 (vzorky 585/1, 614/1, 617/1, 631/1 a 641/1) v intervale 100 až 400 °C nesklesá pôvodná RMP, ba naopak, je zaznamenaný jej mierny nárast s teplotou. Vzorky vrtu HDV-15 541/1, 696/1, 837/2, 875/2 vykazujú anomálny priebeh závislosti pôvodnej RMP a PTRMP.

Záver a diskusia výsledkov

Pri intruzívnych horninách hodrušsko-štiavnického komplexu a komplexu Kalinka sa zistilo, že horniny, u ktorých je potvrdená prítomnosť Fe sírníkov spolu s α — Fe_2O_3 , majú vo väčšine prípadov nízke hodnoty κ , tiež NRMP. Väčšina z nich vykazuje zápornú polaritu RMP a voči striedavému demagnetizujúcemu poľu v intervale od 0 do 56 k Am^{-1} väčšina vykazuje smerovú stabilitu. Tie horniny (pôvodne s prítomnosťou Fe sírníkov), ktoré boli v priebehu opakovanej vulkanickej činnosti opäť prehriate nad 440 °C, získali RMP kladnej polaritu.

Kremenité monzonodiority — prechodné typy medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom, tiež kremenitý diorit vrtu KON-1 vykazujú vysoké hodnoty κ , ale v prevahe nízke hodnoty NRMP. Tieto typy hornín vykazujú takmer výlučne kladnú polaritu stabilnej zložky RMP.

Z grafického zobrazenia výsledkov κ a NRMP hornín vrtu KON-1 (obr. 7), taktiež z výsledkov L. Husáka et al. (1977) je evidentné, že κ hornín dosahuje v intervale 0 až 678 m veľmi nízke hodnoty (väčšinou stovky, len výnimočne, asi v 3 prípadoch, tisícky $\times 10^{-6}$ jednotiek SI). V hĺbke 678 m až 1834 m horniny vykazujú relatívne vysoké hodnoty (so strednou hodnotou $\kappa = 38\,930 \times 10^{-6}$ SI). To

svedčí o odlišnej kvalite nositeľov magnetických vlastností hornín uvažovaných intervalov. Výsledky nasvedčujú, že pôvodne tmavé minerály (včítane magnetických minerálov) sa v intervale 0 až 678 m hydrotermálnou aktivitou takmer úplne dezintegrovali na sírniky. Nositeľom magnetizácie sa v týchto premenených horninách zachovala paramagnetická alebo slabofermagnetická frakcia, pravdepodobne asociácie sulfidov s nízkym obsahom Fe_3O_4 alebo v podobe ilmenohematitov. Je pravdepodobné, že táto časť hornín intrúzie bola vystavená mezotermálnej až epitermálnej aktivite v rozsahu teplôt od 400 do 100 °C, kde bol súbežne dostatočný parciálny tlak síry pre potrebu Fe-sírníkov.

Predpokladáme, že v intervale od 678 do 1934 m sú nositeľmi magnetizácie magnetity, čo poukazuje, že v tejto časti intrúzie prebehli odlišné pomagnetické procesy v porovnaní s jej vrchnejšou časťou. Ako je už vyššie uvedené, jednalo sa tu o vyššiu teplotnú etapu pomagnetickej aktivity v intervale teplôt asi od 440 do 550 °C s prítomnosťou roztokov s nízkou aktivitou H_2S a priaznivým parciálnym tlakom O_2 pre vznik kysličníkov Fe.

V súvislosti s kvalitatívne odlišným zastúpením zlúčenín Fe v intrúzii, a tým tiež zistenými odlišnými magnetickými charakteristikami, poukážeme na poznatky A. Marakuševa a N. Bezmena (in Smirnov, 1983). Uvedení autori zistili, že počas hydrotermálneho procesu sa koncentrácia chemicky aktívnych aniónov síry postupne zvyšuje. Preto zlúčeniny s nízkym obsahom síry, ktoré sú charakteristické pre počiatočné vysokoteplotné štádiá, sú neskoršie nahradzované zlúčeninami s vysokým obsahom síry. Pretože v záverečných nízkoteplotných štádiách hydrotermálnej činnosti chemický potenciál síry v roztokoch opäť klesá, klesá i relatívne množstvo vylúčených sulfidov. Tieto zákonitosti pozoroval A. Marakušev a N. Bezmen

v hydrotermálnych ložiskách Ťan-Šanu (in Smirnov, 1983). V ranom štádiu hydrotermálnej aktivity sa na týchto ložiskách vyskytovali hojnejšie ako sulfidy oxidické zlúčeniny. Z Fe zlúčenín to bol magnetit a hematit, neskôršie, so stúpajúcou aktivitou síry, železo vystupovalo vo forme sulfidov, vplyvom ešte nedostatočného nasýtenia sírou prevažne reprezentovaných pyrotínom. V neskoršom štádiu sa síra stáva dominujúcou, s dostatočnou koncentráciou. a vyzráža sa vo forme nasýtených sulfidov, reprezentovaných FeS_2 . Výmenu kyslíkového režimu za sírny a zvýšenie úlohy síry v priebehu hydrotermálneho procesu spôsobila postupná zmena v primárnom zložení roztokov odlučujúcich sa z magmy (Marakušev, l. c.).

Na prítomnosť sulfidov Fe v horninách vo vybraných intervaloch do 678 m vrtu KON-1 poukazujú okrem výsledkov mikroskopických analýz tiež výsledky meraní zmien κ s teplotou (obr. 2), kde je premena sulfidov Fe na kysličníky Fe pri teplotách nad 440°C detegovaná prudkým nárastom κ . V. I. Smirnov (1983) uvádza, že v markazite dochádza k strate síry pri teplote od 440 do 475°C . Pyrit sa podľa uvedeného autora pri teplote 600°C za uvoľňovania časti síry mení na pyrotín. Podľa V. Kropáčka (in Bucha, 1975) sa mení pyrit v rozsahu teplôt 440 až 530°C na kysličníky Fe podľa vzťahu: $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeO}$. $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \kappa - \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha - \text{Fe}_2\text{O}_3$, čo sa prejavilo prudkým nárastom κ s maximom v oblasti asi 510°C a pri vyšších teplotách postupným poklesom κ . Ako je uvedené vyššie, je vo vrte KON-1 od hĺbky 967 m až do konca vrtu potvrdená prítomnosť polymetalickej mineralizácie Pb, Zn, Cu (čiže i v týchto hĺbkach vzhľadom k vyššej teplote vznikali Pb, Zn, Cu sírniky). Spôsobila to vyššia afinita síry k uvedeným kovom pri vyšších teplotách v porovnaní s afinitou k Fe.

V horninách s prítomnosťou sulfidov Fe,

napr. v kremenitom dioritovom porfýre vrtu KON-1, chemické analýzy potvrdili prítomnosť $0,29\%$ TiO_2 , $0,49\%$ FeO a $8,9\%$ Fe_2O_3 , v dioritovom porfýre $0,56\%$ TiO_2 , $2,87\%$ FeO , $4,8\%$ Fe_2O_3 , v kremenitom monzonodiorite $0,83\%$ TiO_2 , $4,74\%$ FeO a $2,52\%$ Fe_2O_3 (Konečný — Mihaliková, 1983). Uvedené znamená, že okrem zlúčenín železa sú v týchto horninách prítomné Fe-Ti kysličníky a pokiaľ v hydrotermálne premenených horninách je nedostatok magnetitu, v kremenitom diorite a monzonodiorite je jeho obsah výrazne vyšší, na čo poukazujú tiež výsledky meraní κ (obr. 7).

Výsledky petrografického výskumu hornín z vrtu KON-1 (Konečný — Mihaliková, 1977) a dodatočné výsledky rudnej mikroskopie (Beňka a Suchý, písomné oznámenie) ukazujú, že v porfyrickom kremenitom diorite je zastúpený hlavne pyrit, podradnejšie hematit, v kremenitom diorite pyrit, hematit, s veľkou pravdepodobnosťou tiež ilmenit. V prechodnom type medzi kremenitým dioritom a monzonodioritom, tiež v kremenitom monzonodiorite sú zastúpené hlavne hematit, magnetit (v nižšej koncentrácii voči hematitu), ilmenit a iba ojedinele zrnká pyritu.

Podrobné výsledky rudnej mikroskopie dioritov až dioritových porfýrov z povrchových odkryvov štiavnicko-hodrušského intruzívneho telesa taktiež poukazujú na veľmi pestré zastúpenie zlúčenín Fe a Ti (magnetit je väčšinou prerastený hematitom; ilmenit; rutil; sulfidy Fe, z nich hlavne pyrit). Prítomnosť ilmenitu je v týchto horninách (tiež v horninách vrtu KON-1, najmä v porfyrickom kremenitom diorite) indikovaná nárastom κ pri teplotách okolo 800°C (obr. 2, 6).

Predkladané výsledky, tiež prevzaté poznatky iných autorov poukazujú, že veľkosť, polarita a smer RMP sú dôsledkom kombinovaného účinku zemského

magnetického poľa, intruzívnej aktivity, pomagmatických a hydrotermálnych procesov a v tej súvislosti fyzikálno-chemických premien magnetických a nemagnetických minerálov v študovaných horninách postvulkanickej aktivity, a nie sú výlučne iba odrazom intenzity a smeru pôsobiaceho geomagnetického poľa v dobe vzniku hornín. Z toho vyplýva, že zistená RMP intruzívnych hornín je sekundárneho pôvodu, čiže nie je synchrónna s dobou ich vzniku. Laboratórne testy ukazujú, že ani pri jednej zo študovaných vzoriek hornín nejde o úplnú termoremanentnú magnetickú polarizáciu.

Vznik RMP študovaných intruzívnych hornín s kladnou polaritou je možné vysvetliť kombináciou chemickej a parciálnej termoremanentnej magnetickej polarizácie, kde sú nositeľmi magnetizácie hlavne magnetity, menej často hematity. Pri predmetných horninách, ktoré vykazujú zápornú polaritu a pri ktorých je tiež častá prítomnosť Fe sírníkov, je RMP chemického pôvodu. Zápornú RMP získali tieto horniny pravdepodobne samoreverzným mechanizmom. Samoreverzný vznik zápornej RMP v horninách s asociáciami pyrotínu a Fe_3O_4 pri opakovaných tepelných účinkoch, tiež v horninách s prítomnosťou ilmenitovo-hematitových asociácií je doložený experimentálnymi výsledkami, napr. z dacitu vulkánu Haruna v Japonsku (s rovnakým zastúpením hematitu a ilmenitu). Teoreticky je tento mechanizmus dobre odôvodniteľný (Tarling, 1974). Na možnosť vzniku RMP samoreverzným mechanizmom, napr. niektorých kvartérnych nefelinických bazanitov i ďalších neogénnych vulkanitov poukázal autor už v skorších prácach (Orlický, 1982, 1984). Vznik zápornej RMP samoreverzným mechanizmom predpokladáme tiež pri dioritovom porfýre komplexu Šafranička z pohoria Poľana, dioritového porfýru z pohoria Vtáčnik (Orlický, 1979).

Keďže sa predpokladá vznik zápornej RMP samoreverzným mechanizmom, využívame pre ďalšiu paleomagnetickú, prípadne geologickú interpretáciu iba horniny kladnej polarity RMP, ktorej vznik zodpovedá obdobiu magnetizácie v kladnom magnetickom poli.

Stredný smer RMP pre horniny štiavnicko-hodrušského intruzívneho telesa z povrchových odkryvov s kladnou polaritou poukazuje, že deklinácia RMP vykazuje rozdiel približne 63° a inklinácia okolo 10° voči smeru súčasného zemského magnetického poľa (obr. 5). Vzhľadom na limitovaný počet lokalít a vzoriek upúšťame predbežne od využitia týchto výsledkov na úvahy o prípadnej dynamike tohto intruzívneho komplexu, hoci výsledky na takúto možnosť poukazujú.

Veľmi koherentnými sa javia výsledky vrtu KON-1. V intervale asi od 800 m do 1913 m je vykazovaný takmer súvislý horizont s kladnou polaritou RMP, so strednou hodnotou inklinácie $I_{\text{str}} = 66,17^\circ$ (obr. 7). To poukazuje na to, že v období vzniku RMP týchto hornín malo zemské magnetické pole hodnotu inklinácie veľmi blízku súčasnému poľu. Využiť výsledky na odvodenie paleointenzity poľa nepovažujeme s ohľadom na súčasné štádium poznatkov za opodstatnené.

Literatúra

- Bucha, V. 1975: Geomagnetické pole a jeho prínos k objasnení vývoje Země. — Cesta k vědení. Praha, ČSAV.
- Husák, L. — Bujňáková, M. 1977: Výskum fyzikálnych vlastností intruzívnych neovulkanických hornín. Manuscript — Geofond Bratislava.
- Konečný, V. — Mihalíková, A. 1977: Štruktúrny vrt KON-1. [Čiastková záverečná správa.] Manuscript — Geofond Bratislava.
- Konečný, V. — Mihalíková, A. 1981: Intrusive complex of the Javorie Mts. Geol. Zbor. Geologica Carpath., 32, pp. 247–268.
- Konečný, V. — Lexa, J. — Pland-

- rová, E. 1983: Stratigrafické členenie vulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* 9, 203 s.
- Mihaliková, A. — Konečný, V. — Lexa, J. 1980: Metodika identifikácie zakrytých intruzívnych telies ako potenciálneho nositeľa mineralizácie. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 141 s.
- Orlícký, O. 1979: Paleomagnetický výskum neovulkanitov Západných Karpát. [*Kandidátska dizertačná práca.*] *Manuskript — Geofyzika Bratislava*, 139 s.
- Orlícký, O. 1982: Identifikácia zmien magnetických minerálov vplyvom teploty pomocou meraní magnetickkej susceptibility.

- Manuskript — Geofyzika Bratislava.*
- Orlícký, O. (v tlači): Paleomagnetism of selected Plio-Quaternary volcanic rocks of Methana peninsula and small volcanic centers in NW Aegean Arc in Greece. *Sbor. geol. Věd — užitá Geofyz.*, 20, Ústř. Ústav geol., Praha.
- Pašteka, V. 1971: Paleomagnetické štúdium intruzívnych hornín štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 21, s. 195—250.
- Smirnov, V. I. 1983: Geologie ložisek nerostných surovin. *Praha, SNTL.*
- Tarling, D. H. 1974: Principles and applications of paleomagnetism. *London.*

Palaeomagnetism of intravolcanic to subvolcanic intrusive rocks from the area of Central Slovakia

This article deals with palaeomagnetic study of rocks from the Štiavnica — Hodruša intrusive complex (outcrops No 1—7, and the borehole HDV-15) and from the Kalinka intrusive complex (the borehole KON-1, Fig. 1).

The hand sampling of rocks was employed. Magnetic compass was used to orient the samples from seven superficial outcrops nearby Bány. Samples of the rocks from the borehole HDV-15 and borehole KON-1 have been oriented with respect to the axis of the borehole (Z — axis). It means that the inclination of the RMP of these rocks was possible to evaluate from the measurements only. All rock samples were shaped to the cylinder of 25,4 mm diameter and 22 mm length.

Measurements of remanent magnetic polarization (RMP) and magnetic susceptibility (χ) have been applied. A. C. demagnetization in a magnetically compensated medium, also the Thellier's method have been applied for testing magnetic and palaeomagnetic stability of rocks. Magnetic susceptibility measurements — comparison of the χ before and after heating and cooling of samples to detect some minerals on the basis of their temperature alterations have been applied, too. The results of the mentioned laboratory methods are presented in the Fig. No 2 — to No 8 and in the Tab. 1.

Besides some geological and mineralogical knowledge of V. Konečný — A. Mihaliková (1977, 1981), A. Mihaliková et al. (1980), V. Konečný et al. (1983) which have been

employed a microscopical analyses in reflected light of some rocks from superficial outcrops and from the borehole KON-1 were carried out by J. Beňka and Š. Suchý (a written report).

The interpretation of all results is the following:

- laboratory tests confirmed a directional stability of RMP in most of the investigated rocks.
- The presence of pyrite and haematite was identified in those rocks which have shown very low value of the χ and NRMP. This category of rocks comprises porphyritic quartz diorite and quartz diorite porphyry. Predominance of these rocks is characterised by the negative polarity of stable component of the RMP.

The results have testified that dark minerals including original magnetic minerals have been mostly disintegrated in these rocks by hydrothermal activity and altered to the Fe sulphides preferentially. Abundant content of pyrite has been confirmed by microscopical analyses in reflected light also by the measurements of temperature dependence of χ in these rocks. Haematite and ilmenite have been detected as well. Presence of 8,9 % Fe_2O_3 , 0,49 % FeO and 0,29 % has been identified by chemical analyses in quartz diorite porphyry (Konečný — Mihaliková, 1981).

The analyses of mineralogical fraction have allowed to assume that the carriers of RMP are supposed to be the association of Fe

sulphides with haematite or antiferromagnetic fraction in association of haematite and ilmeno — haematite. It is possible to assume that the detected stable RMP is a secondary one of chemical origin (CRMP). The reverse polarity of RMP of these rocks is supposed to be due to magnetostatic self-reversal. It is possible to comment that magnetostatic self — reversal has been simulated in very weak external fields using alternating layers of magnetite and pyrrhotite. The only fully substantiated, repeatable self — reversal known in rocks is that of the Haruna dacite in Japan. This dacite is hyperstene hornblende pumice which was quenched cooled on eruption and contains equal amounts of ilmenite and haematite in solid solution (Tarling, 1974).

— Rocks from the depth of 678 — to 1834 m from the borehole KON-1 have shown high value of the κ relatively, but the NRMP is low. Average value of the κ is $38\,930 \times 10^{-6}$ [SI], average value of the NRMP is 272 nT. The polarity of the inclination of the RMP is a positive one (Fig. 7). There are quartz diorite, transitional type between quartz diorite and quartz monzodiorite and monzodiorite, present in the above mentioned depth interval. Haematite, isolated grains of FeS_2 and magnetite have been detected by microscopical analyses in the rocks. The results of both microscopical analyses in reflected light and susceptibility measurements — comparison of the κ before and after heating and cooling of the samples (fig. 2) have confirmed the presence of ilmenite in which Fe^{2+} was changed into Fe^{3+} over 800 °C (a part of ilmenite has been altered to haematite). Probable carriers are supposed to be magnetite as the predominant and haematite and ilmenite as the mineral constituents in these rocks. The results of susceptibility measurements — comparison of the κ before and after heating and cooling of sample have shown that there is evident decreasing of the κ in the 550° — to 850 °C temperature interval in these rocks (Fig. 2). This effect corresponds to the alteration of the magnetite to the $\kappa\text{-Fe}_2\text{O}_3$ and $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ in these rocks. I assume that the detected stable RMP is of secondary origin (PTRM, CRM). The results of remanent magnetic polarization measurements — comparison of the RMP before and after heating and cooling of sample (Fig. 2) have shown that these rock have not acquired total remanent magnetic polarization during magmatic or postmagmatic processes.

— Several generations of the RMP can take place in the intrusive rocks in question. Laboratory measurements have indicated an alterations of the Fe sulphides to the iron oxides due to the heating of the former ones over 440 °C and their cooling to the laboratory temperature. It appears quite real that some original intrusive rocks have been heated during repeated volcanic activity and present Fe sulphides have been changed into iron oxides, which acquired partial TRMP corresponding to the geomagnetic field in area in question. I suppose that diorite and dioritic porphyry samples of the superficial outcrops No 1, 4, 7 with positive polarity have acquired the RMP by the same mechanism mentioned above.

Detailed magnetic, palaeomagnetic results, knowledge about magnetic fraction of the rocks, mentioned above and other phenomena considered in works of other authors have allowed to summarize that observed distribution and the polarity of remanent magnetic polarization of plutonic rocks from volcanic provinces in question have been caused by a combination of complex geomagnetic field behaviour and irregular intrusive, postmagmatic and postvolcanic activity including chemico-physical alterations of magnetic and other minerals. It means that the observed RMP simply is not a result of lengthy magnetization process with both axial shift and polarity changes of the geomagnetic field.

The above mentioned statement imply that no correlation could be correct between both palaeomagnetic data (polarity of RMP) and the ages of the rocks in question. Only limited features of the applicability of the results are topical.

The mean direction of stable positive RMP of the rocks of the Štiavnica — Hodruša intrusive complex has shown, that the deviation of both declination and inclination of RMP are 63° and 10° respectively with regard to the direction of the present — day geomagnetic field in the area in question (Fig. 5). The results have not been employed for the interpretation about the tectonic movements of the geological unit under study due to limited data and the reasons mentioned above.

The results of the borehole KON-1 are supposed to be very useful. The computed results have shown that there is a very coherent horizon of the rocks of positive polarity of the RMP in the depth interval from 800 m to 1913 m (Fig. 7). The average value of the

inclination of the RMP is $I = 66,17^\circ$. This value corresponds very closely to the inclination of the present — day geomagnetic field in the area under study.

One may find more detailed and comprehensive view on the hydrothermal processes and the identification of their different stages — comparing the magnetic characteristics of the intrusive rocks with the geological and mineralogical data. The analysis of the results of the borehole KON-1 has shown that κ of the rocks is very low in the depth interval 0 — to 678 m (Fig. 7., and Husák — Bujňáková, 1977), but there is a relatively high susceptibility of the rocks from the 678 m — to 1834 m depth interval detected. Haematite and pyrite have been confirmed by microscopic analyses and pyrite and ilmenite by susceptibility measurements — comparison of κ before and after heating and cooling of samples in depth interval 0—678 m, but haematite, magnetite, isolated grains of pyrite and ilmenite in the depth interval 678 m — to 1834 m. A. Marakušev and N. Bezmen have discovered that the concentration of chemically active anions of sulphur increases gradually during hydrothermal processes (in Smirnov, 1983). For this reason the compounds with low content of sulphur — which are typical for the initial high — temperature stage are replaced later by the compounds with high content of sulphur. Because the chemical potential of the sulphur decreases again in hydrothermal

solution in low — temperature stage, a relative amount of sulphides decreases, too. These knowledge were practically observed by mentioned authors on the hydrothermal deposits from the Tan-San Mts. Iron oxides (magnetite and haematite) predominated with regard to iron sulphides in initial stage of hydrothermal activity. Iron compounds in later stage — with increasing activity of sulphur were precipitated in the form of sulphides — due lack of the concentration of sulphur still as pyrrhotite. Sulphur appears with the sufficient concentration in further hydrothermal stage and iron is precipitated in the form of FeS_2 (Smirnov, 1983).

However the whole mentioned above could be explained also in the other way. The affinity of Fe, over 440°C is higher to the oxygen (if it is present) with regard to sulphur in hydrothermal solutions. For this reason iron oxides can take place in initial high — temperature hydrothermal stage instead of Fe sulphides. On the other hand the affinity of Fe is higher to the sulphur in temperature interval $440 — 150^\circ\text{C}$ with regard to the oxygen in the mesothermal and epithermal stage of activity, consequently iron sulphides are precipitated instead of Fe oxides. This assumption has been confirmed by the results of laboratory susceptibility measurements — comparison of κ before and after heating and cooling of compact rock samples with the presence of Fe sulphides.

Mastenec a mastencové horniny z ložiska Sinec a možnosti ich využitia

JÁN DERCO

Geologický prieskum, n. p., stredisko ATNS, Jesenského 8/b, 040 01 Košice

Doručené 27. 12. 1984

Тальк и тальковые породы месторождения Синец и возможности их использования (Центральная Словакия)

На основании статистической оценки образцов месторождения был определен следующий состав отдельных типов пород: крупник 36,2 ‰, хлорито-тальковые сланцы 29,3 ‰, стеатитизованный карбонат 13,8 ‰, тальковые сланцы 12,1 ‰, хлоритовые сланцы 5,2 ‰, и талько-серицитовые сланцы 3,4 ‰. Из стеатитизованного карбоната и крупника были вычленены три технологические типы пород, которые были подвержены технологическо-обогачительным исследованиям. Из талькомагнезального типа был получен тальковый продукт технологический сорт 00/A с 87,0 ‰ извлечением талька. Его дообогачением на полиградиентном электромагнетическом сепараторе был получен технологический продукт класс ЕК-II. Из талько-доломитового типа был получен тальковый продукт технологического класса 00/A с извлечением талька 53,3 ‰. Обогащением тальково-магнезито-доломитового типа был получен тальковый продукт технологического класса ЕК-I с 77,3 ‰ извлечением талька.

Основной флотацией тальково-магнезитового типа можно получить и магнезитовый продукт технологического класса Ia—Ib с 97,8 ‰ извлечением магнезита.

Talc and talc-bearing rocks of the Sinec deposit (Central Slovakia) and possibilities of their use

Statistical appraisal of sampling in the Sinec talc deposit (Veporic unit, Central Slovakia) disclosed the presence of following rock varieties: carbonate-steatite-chlorite rock (36.2 ‰), chlorite-steatite slate (29.3 ‰), steatitized carbonate (13.8 ‰), steatite slate (12.1 ‰) and steatite-chlorite slate (3.4 ‰). Three technological types of raw are represented by steatitized carbonate and carbonate-steatite-chlorite rock according to results of beneficiation tests. The magnesite-steatite type of raw yielded steatite concentrate of 00/A technological type with steatite recovery achieving 87 ‰. Further treatment using polygradient electromagnetic separator resulted in EK-II technological type of product. The steatite-dolomite type of raw yielded steatite concentrate with steatite recovery achieving 53.3 ‰. Further treatment resulted in EK-I technological type with steatite recovery of 77.3 ‰. Primary flotation treatment of steatite-magnesite type of raw allows to obtain also a magnesite product of Ia to Ib technological type where the recovery of magnesite is 97.8 ‰ in laboratory conditions.

Ťažba a spracovanie masťenca na Slovensku sa sústredili do oblasti Hnúšťa — Kokava nad Rimavicou (obr. 1). Surovinovú bázu tvoria ložiská masťenca viazané na severný magnezitový pruh vo veporidoch, ktoré popisali M. Kužvart (1955 a 1956), Z. Trdlička (1962), M. Ťapák (1967), E. Lisý (1971), M. Slavkay — J. Lenart (1974), A. Suchár (1974).

Surovinová základňa postačuje v súčasnosti plniť najmä požiadavky na technický masťenec. Nepriaznivejšia situácia je v uspokojovaní potrieb farmaceutického a elektrokeramického masťenca (ďalej 00/A a EK). Údaje signalizujú, že zastúpenie kvalitných masťencov sa z roka na rok znižuje a ich spotreba sa musí vyrovnávať dovozom.

Spôsob ťažby sa orientuje na polohy masťencovej a chloriticko-masťencovej bridlice. Polohy vhodné pre selektívnu ťažbu sú len lokálne vyvinuté. Prítom najkvalitnejšie masťence ložiska podľa mineralogicko-chemických rozborov spĺňajú kvalitou požiadavky pre farmaceutický masťenec (00/A).

Ložiskovú polohu v podstatnej miere vyplňajú aj karbonáty postihnuté steatitizáciou. Masťenec je tu často zastúpený až 50 %. Karbonáty svojím zložením nespĺňajú požiadavky normy ani pre masťenec, ani pre magnezit, a preto sa neťažia. Ak sa pri dobývaní zachytia, predstavujú odpad.

Aby sme zistili možnosti získavať kvalitné masťence z málo využívaných masťencových hornín, urobili sme petrograficko-mineralogický, chemický a technologicko-úpravnícky výskum v laboratórnom rozsahu. Výsledky sú zhrnuté v tomto článku.

Objektom výskumu sú horniny z ložiska Sinec, na ktorom sa v rokoch 1979 až 1983 uskutočnil vyhľadávací a predbežný geologický prieskum.

Odber, lokalizácia a spracovanie vzoriek

Na riešenie uvedenej problematiky sme odobrali dva druhy vzoriek:

— 107 vzoriek pre petrograficko-mineralogický a chemický výskum s hmotnosťou 1—3 kg z prekopov štôlní Lýdia a Zuzana. Vzorky sa odobrali bodovým spôsobom z každého makroskopicky odlišného druhu horniny ložiskového telesa a okolitej horniny predstavujúcej tesné podložie a nadložie.

— 3 vzorky pre technologicko-úpravnícky výskum, každá s hmotnosťou 50—70 kg. Vzorky sme odobrali zásekovým spôsobom zo steny prekopu. Miesta odboru sme určili na základe petrograficko-mineralogických rozborov.

Vzorky sa spracovali tak, aby sa z nich mohli odobrať čiastkové vzorky pre mineralogický, chemický a technologicko-úpravnícky výskum (drvenie, mletie, homogenizácia, kvartácia).

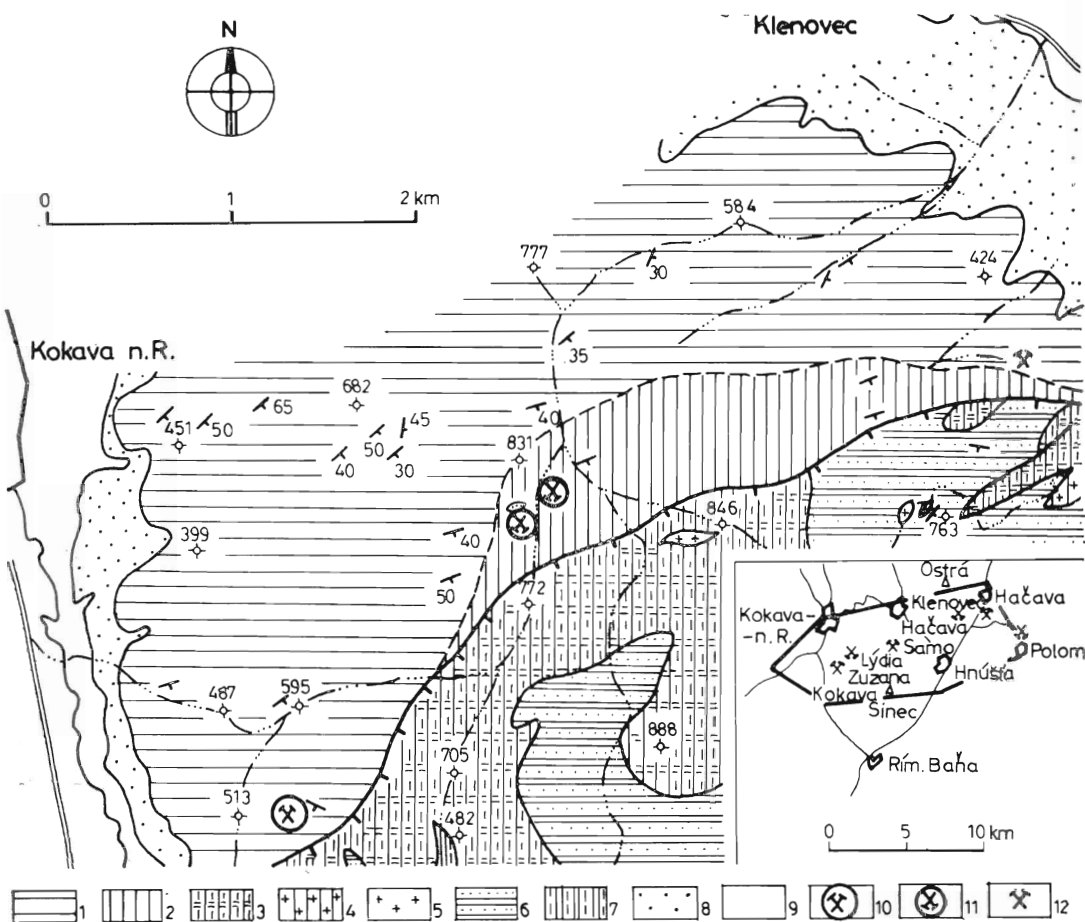
Petrografická charakteristika hornín ložiskovej polohy

Pri určovaní hornín sa použila klasifikácia hornín podľa A. Dudeka — F. Fediuka — M. Palivcovej (1962) a M. Suka (1979). Podľa nej sme v ložiskovej polohe vyčlenili tieto druhy hornín: steatitizovaný karbonát (magnezit, dolomit), krupník, masťencová bridlica a masťencovo-chloritická bridlica.

Steatitizovaný karbonát (prevažne magnezit) sa najčastejšie vyskytuje v strede ložiskovej polohy — v magnezitovej šošovke. Makroskopicky predstavuje pomerne pevnú a tvrdú horninu krémovobielej farby. Má klastrogranoblastickú štruktúru. Trhliny sú vyplnené lepidoblastami masťenca a chloritu. Hornina má takéto priemerné mineralogické zloženie: magnezit (+ dolomit) — 71,6 %, masťenec — 21,6 %, chlorit — 6,8 %.

Krupník tvorí okrajové polohy magnezitovej šošovky a predstavuje prechodovú horninu do masťencovej bridlice. Makroskopicky ide o kompaktnú, pomerne pevnú, masívnu horninu brekciovitú textúru a krémovobielej farby. Štruktúra horniny je klastrogranoblastická. Trhliny sú vyplnené lepidoblastami masťenca a chloritu. Ojedinele sa vyskytujú hniezda kremeňa s undulóznym zrášňaním. Priemerné mineralogické zloženie: magnezit (+ dolomit) 39,8 %, masťenec 47,7 %, chlorit 11,5 %, kremeň 1,0 %.

Masťencová bridlica vystupuje v ložiskovej polohe medzi krupníkom a chloriticko-masťencovou bridlicou. Makroskopicky predstavuje bridličnatú, veľmi mäkkú, drobivú horninu bielej farby s bledozeleným nádychom. Má lepidoblastickú štruktúru. Lepidoblasty



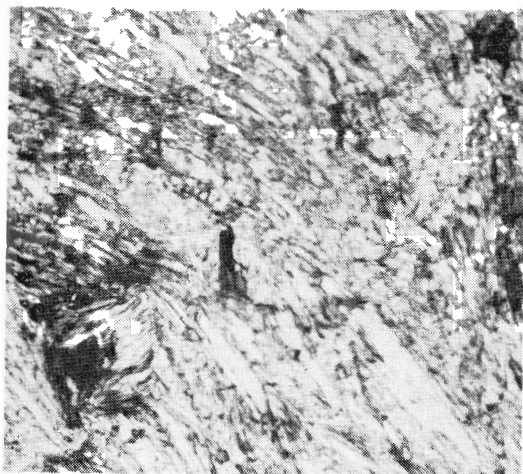
Obr. 1. Geologická mapa okolia Kokavy nad Rimavicou (podľa Kužvarta, 1955) a situačná mapa mastencových ložísk (podľa Suchára, 1974). 1 — biotitická rula, 2 — chloriticko-sericitická bridlica, 3 — kataklastický kremenitý diorit, 4 — biotitický kremenitý diorit, 5 — leukokratický kremenitý diorit, 6 — migmatit, 7 — prechodné horniny svorového charakteru, 8 — pokryvné útvary, 9 — alúvium, 10 — ťažené ložisko Kokava-baňa, 11 — ložisko v štádiu prieskumu — Sinec, 12 — ťažené ložisko — Samo

Fig. 1. Geological map of Kokava nad Rimavicou surroundings (after Kužvart 1955) and situation map of talc deposits (after Suchár 1974): 1— biotite gneiss, 2 — chlorite-sericite slate, 3 — quartz diorite, cataclased, 4 — biotite quartz diorite, 5 — quartz diorite, leucocratic, 6 — migmatite, 7 — rocks of mica-schist character, 8 — cover unit, 9 — alluvial bed, 10 — Kokava-baňa deposit, exploited, 11 — Sinec deposit, under exploration, 12 — Samo deposit, exploited

tvorí prevažne mastenec takéhoto zloženia: mastenec 92–96 %, chlorit 3–6 %, dolomit 0–1 %.

Chloriticko-mastenecová až mastencovo-chloritická bridlica tvorí časť ložiskovej polohy a nachádza sa obyčajne na styku s oko-

litou horninou. Makroskopicky je to kompaktná, mäkká, drobná a bridličnatá hornina sivozelenej farby. Má granolepidoblastickú štruktúru. Lepidoblasty tvorí mastenec a prúdovite usmernené líšty chloritu v mastenci (obr. 2). Granoblasty tvorí magnezit, dolo-



Obr. 2. Usmernenie chloritov v chloriticko-mastencovej bridlici. Sinec, štôľňa Lýdia, vz. 28, zväčš. 117 $\times$, skríž. nikoly
Fig. 2. Preferred orientation of chlorite in a chlorite-steatite slate. Sinec deposit, Lýdia adit, sample No 28, magn. $\times 117$, crossed nicols

mit a kremeň. Skladá sa z mastenca 72,7 %, chloritu 19,4 %, karbonátu (+ kremeňa) 7,9 %. Tento druh horniny ojedinele prechádza aj do chloritickej bridlice.

Zloženie jednotlivých odobraných vzoriek je na diagrame radu mastencová bridlica — chloritická bridlica — krupník (obr. 3). Zo štatistického zhodnotenia vzoriek ložiskovej polohy vyplynulo, že jednotlivé druhy majú takéto zastúpenie: krupník 36,2 %, chloriticko-mastencová bridlica 29,3 %, steatitizovaný karbonát 13,8 %, mastencová bridlica 12,1 %, chloritická bridlica 5,2 %, mastencovo-chloritická bridlica 3,4 %.

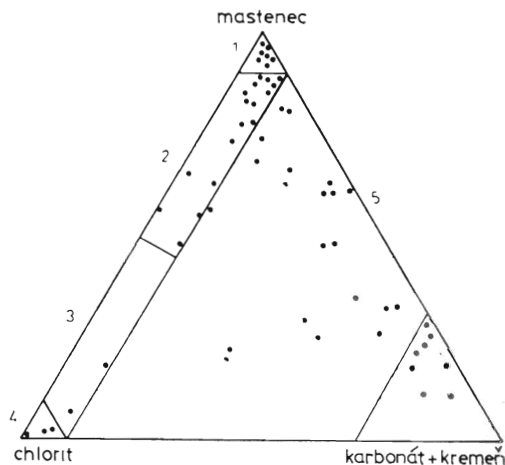
Petrografická charakteristika okolitých hornín

Okolité horniny na bezprostrednom styku s ložiskovou polohou sme určili ako: muskoviticko-chloritický fylit, kvarcitický fylit až kvarcit.

Muskoviticko-chloritický fylit vystupuje v okrajovej časti ložiskovej polohy. Makroskopicky je to kompaktná a bridličnatá hornina sivozelenej farby, granolepidoblastickej štruktúry. Lepidoblasty sú z chloritu, muskovitu a ojedinele aj z mastenca. Granoblasty tvorí kremeň, albit a ojedinele dolomit.

Okolnou horninou ložiska je jemnozrnný sivý masivný kvarcit až kvarcitický fylit s lepidogranoblastickou štruktúrou. Grano-

blasty tvorí kremeň a albit a lepidoblasty chlorit a muskovit. Ojedinele sa zistila pyritizácia.

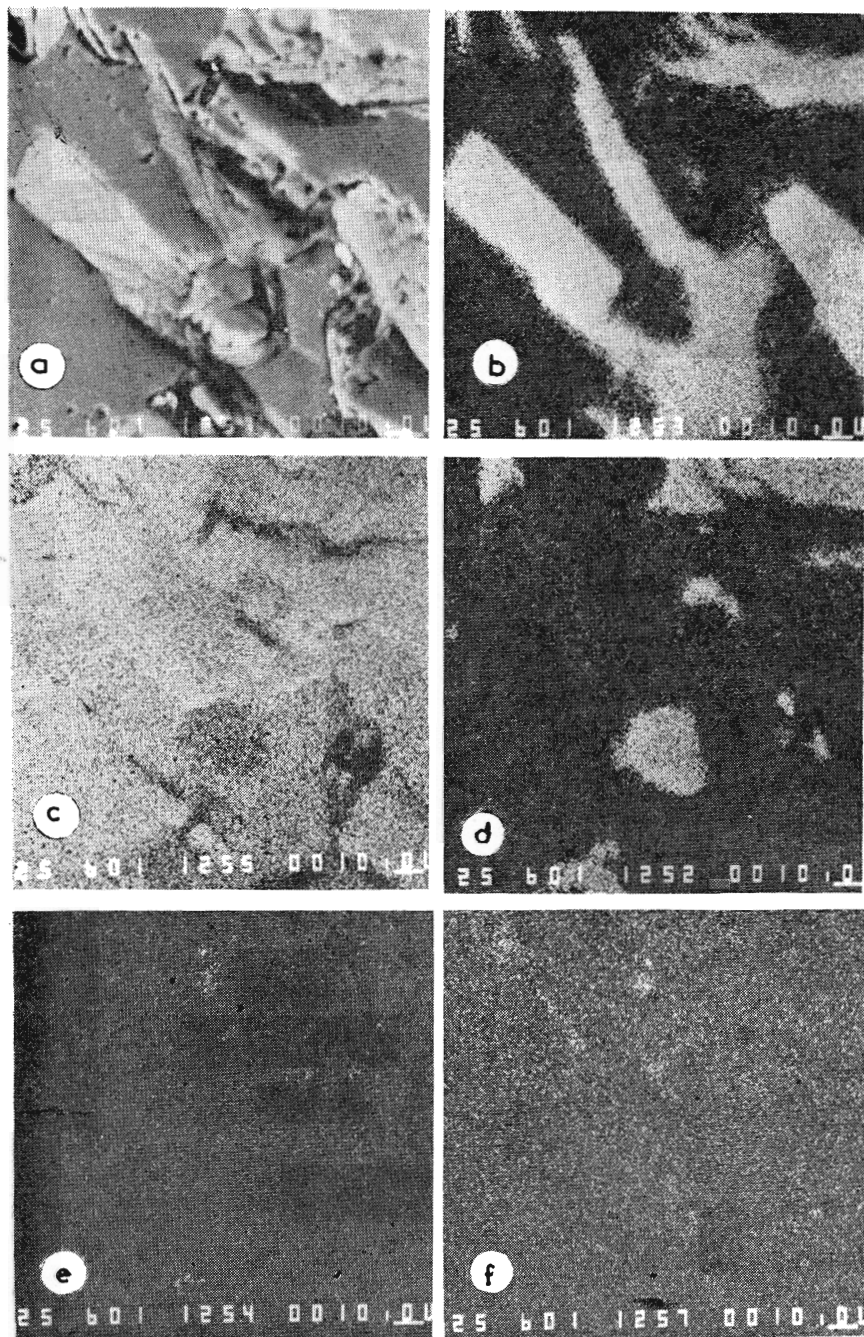


Obr. 3. Modálna analýza radu mastencová bridlica — krupník — chloritická bridlica vzoriek ložiskovej polohy (Dudek — Fediuk — Palivcová, 1962). 1 — mastencová bridlica, 2 — chloriticko-mastencová bridlica, 3 — mastencovo-chloritická bridlica, 4 — chloritická bridlica, 5 — krupník

Fig. 3. Modal composition of talc slate — carbonate-steatite-chlorite rock — chlorite slate sequence in the deposit (classification according to Dudek et al. 1962). 1 — talc slate, 2 — chlorite-steatite slate, 3 — steatite-chlorite slate, 4 — chlorite slate, 5 — carbonate-steatite-chlorite rock

Charakteristika minerálov

Mastenec vytvára šupinaté a masívne kryptokryštalické agregáty. Šupinaté agregáty v prevažnej miere vyplňajú trhliny v hornine. Kryptokryštalické tvoria masívnejšie mastencové polohy. Chemické zloženie sa stanovilo chemickou silikátovou analýzou vyseparovaného minerálu a z nábrusu elektrónovou mikroanalýzou (tab. 1). Obsah základných škodlivín Fe_2O_3 a Al_2O_3 je veľmi variabilný a pohybuje sa pri Fe_2O_3 (celk. Fe) 0,4–0,7 % a pri Al_2O_3 0,1–0,5 %. Elektrónovou mikroanalýzou na základe plošnej distribúcie jednotlivých chemických zložiek (obr. 4) a čiarovej analýzy (obr. 5) sa zistilo, že sa škodliviny viažu na mriežku mastenca. Spektrálna analýza dokázala prítomnosť mikroprvkov (0,01–0,001 %): Mn, Ge, Ni, B, V, Co, Zn, Cu, Li, Ga.



Obr. 4. Elektronová mikroanalýza mastencovo-magnezitovo-dolomitového typu. Kompozícia (a); distribúcia: $\text{SiK}\alpha$ (b); $\text{MgK}\alpha$ (c); $\text{CaK}\alpha$ (d); $\text{AlK}\alpha$ (e); $\text{FeK}\alpha$ (f)
 Fig. 4. Electron microprobe analysis of steatite-magnesite-dolomite, type of raw. Composition (a); distribution: $\text{SiK}\alpha$ (b); $\text{MgK}\alpha$ (c); $\text{CaK}\alpha$ (d); $\text{AlK}\alpha$ (e); $\text{FeK}\alpha$ (f)

Magnezit predstavuje vedľajšiu úžitkovú zložku. Chemické zloženie stanovila chemická analýza vyseparovaného minerálu flotáciou (tab. 1). Škodliviny SiO_2 a Al_2O_3 viaže masťenec a chlorit, CaO a Fe_2O_3 (celk. Fe) zväčša magnezit. Dokázala to elektrónová mikroanalýza (obr. 4d, 4f, 5). Spektrálnou analýzou sa zistila prítomnosť Ti, Zr, B, Cu, Sb (0.01—0.001 %).

Chlorit je fyzikálne viazanou škodlivinou masťencov. V horninách ložiskovej polohy sa zistil horečnatý druh, ktorý sa vo výbruse vyznačuje len nepatrným pleochroizmom. Jeho chemické zloženie sa určilo chemickou silikátovou analýzou vyseparovaného minerálu a z nábrusu horniny elektrónovou mikroanalýzou (tab. 1). Podľa kryštalochemického zloženia, podľa klasifikácie Heya (in Brown, 1965) sa tento chlorit identifikoval ako sheridanit. Obsahuje 11,08 % Fe_2O_3 (celk.). Podľa K. B. Kepežinskansa (1965) sa vypočítali nasledujúce optické hodnoty: $n_g = 1,599$; $n_m = 1,593$; $n_p = 1,591$; $n_g - n_p = 0,008$. V okolitých horninách sa zistil horečnato-železnatý chlorit, ktorý má vo výbruse vysoký pleochroizmus nazelenalej farby. Jeho chemické zloženie sa zistilo v nábruse elektrónovou mikroanalýzou (tab. 2). Na základe kryštalochemického zloženia (podľa klasifikácie Heya — in Brown, 1965) sa tento chlorit určil ako ripidolit a jeho železitosť je 43,50 %. Obsah Fe_2O_3 (celk. Fe) je 24,94 %.

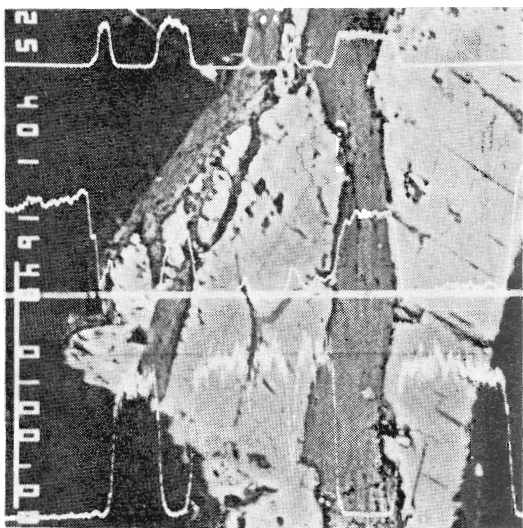
Muskovit sa identifikoval rtg difrakčnou analýzou na základe reflexov $d = 0,992(90)$; $0,497(45)$; $0,332(100)$. Chemické zloženie (určené elektrónovou mikroanalýzou vo výbruse) a veľkosť monokrystalov (0,2—0,9 mm) svedčia o prítomnosti muskovitu (tab. 2).

Kremeň sa identifikoval rtg difrakčnou analýzou. V ojedinelých prípadoch okolitých hornín sa vyznačuje prítomnosťou reflexu $d = 0,342$ nm, ktorý poukazuje na možnosť výskytu vysokoteplotnej modifikácie. Vo výbruse je alotriomorfne obmedzený a má dlažbovú štruktúru.

Dolomit vytvára hniezda, vyplňa trhliny v hornine a miestami vytvára aj samostatné polohy. Ojedinele vystupuje v asociácii s manganokalcitom (reflex $d = 0,294$ nm). Je pomerne čistý. Elektrónovou mikroanalýzou sa dokázalo viazanie Mn (obr. 5) a Fe (obr. 4f) na jeho kryštálovú mriežku.

Albit sa jednoznačne preukázal elektrónovou mikroanalýzou na základe chemického zloženia (tab. 2). Vyznačuje sa obsahom $\text{BaO} = 0,29$ % a $\text{CaO} = 0,18$ %.

Amfibol má vo výbruse vláknitý charakter a slabý pleochroizmus nazelenalej farby. Jeho chemické zloženie sa stanovilo elektrónovou mikroanalýzou na nábruse (tab. 2). Na základe kryštalochemického zloženia podľa klasifikácie E. A. Kostjuka (1970) sa určil



Obr. 5. Distribúcia AlK_α , FeK_α , MnK_α v masťencovo-magnezitovo-dolomitovom type. Kompozícia + čiarová analýza

Fig. 5. Distribution AlK , FeK and MnK in steatite-magnesite-dolomite type of raw, composition and line analysis

druh amfibolu kersutit (v literatúre sa uvádza aj ako barkevikit).

Hydrotalkit sa identifikoval rtg difrakčnou analýzou na základe reflexov $d = 0,800(2) - 0,268(1)$ vo vzorke masťenca. Jeho chemické zloženie sa nepodarilo zistiť.

Z distribúcie minerálov v ložiskovej polohe tvorenej profilom masťencovo-chloritická bridlica — chloriticko-masťencová bridlica — masťencovo-chloritická bridlica (obr. 6) a z distribúcie v profile steatitizovaný magnezit (dolomit) — krupník — masťencová bridlica — chloriticko-masťencová až masťencovo-chloritická bridlica (obr. 7) vyplýva, že s narastajúcim obsahom masťenca klesá obsah muskovitu, chloritu a kremeňa. Pri vyššom obsahu masťenca sa muskovit celkom vytráca.

Genéza masťenca

Genézou masťenca v uvedenej oblasti sa zaoberali viacerí autori. Najdetailnejšie ju prepracoval M. Kužvart (1956), Z. Trdlička (1962) a M. Slavkay — J. Lenart (1974). Prví dvaja autori pripisujú vznik masťenca Mg -metasomatóze počas horotvorných

TAB. 1

Chemické zloženie minerálov hornín ložiskovej polohy
Chemical composition of rock forming minerals in the deposit

Chemická zložka	Chemické zloženie (v hmot. ‰)				
	mastenec**	mastenec*	chlorit**	chlorit*	magnezit**
SiO ₂	62,91	62,69	27,53	27,94	0,51
TiO ₂	0,02	—	—	—	0,02
Al ₂ O ₃	0,51	0,10	22,39	22,34	0,14
Fe ₂ O ₃ (celk.)	0,42	0,71	10,81	11,08	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,92
FeO	—	—	—	—	0,52
MgO	30,93	31,44	27,00	24,22	46,09
CaO	—	0,04	—	0,06	0,92
MnO	—	—	0,04	0,03	0,08
Na ₂ O	—	0,14	—	0,03	0,02
K ₂ O	—	0,06	—	0,10	0,03
str. ž.	5,03	4,82	11,92	14,11	50,65
	99,82	100,00	99,69	100,00	99,96

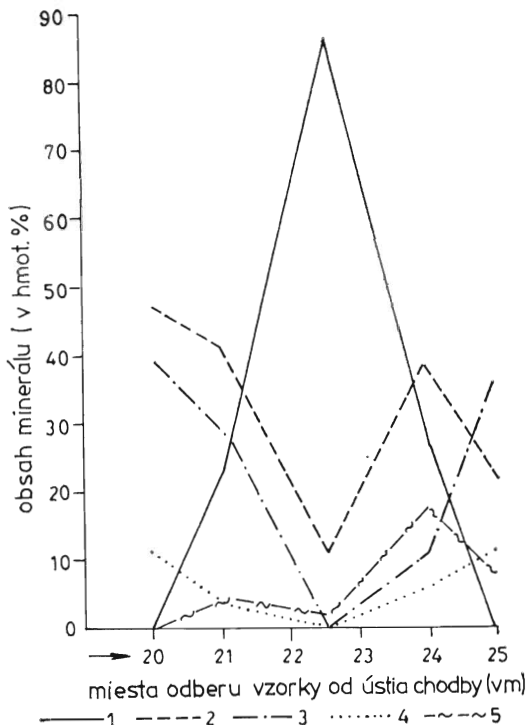
** chemic. analýza, * stanov. elektr. mikroanalýzou (str. ž. dopočítaná do 100,00 ‰)

TAB. 2

Chemické zloženie minerálov hornín na styku s ložiskovou polohou
Chemical composition of enclosing rocks along the boundary with deposit

Chemická zložka	Chemické zloženie (v hmot. ‰)			
	chlorit*	muskovit*	albit*	amfibol*
SiO ₂	26,70	48,27	68,49	43,36
Al ₂ O ₃	22,08	38,54	19,49	13,70
Fe ₂ O ₃ (celk.)	24,94	—	0,25	18,86
MgO	16,34	—	—	6,07
CaO	0,06	0,08	0,18	9,63
SrO	—	—	0,01	—
BaO	—	—	0,29	—
Na ₂ O	—	0,74	11,25	3,05
K ₂ O	—	8,25	0,04	0,50
str. ž.	9,88	4,12	—	4,83
	100,00	100,00	100,00	100,00

* stanov. elektr. mikroanalýzou (str. ž. dopočítaná do 100,00 ‰)



Obr. 6. Distribúcia základných minerálov ložiskovej polohy v profile mastencovo-chloritická bridlica, chloriticko-mastencová bridlica a mastencovo-chloritická bridlica. 1 — mastenec, 2 — chlorit, 3 — kremeň, 4 — muskovit, 5 — dolomit

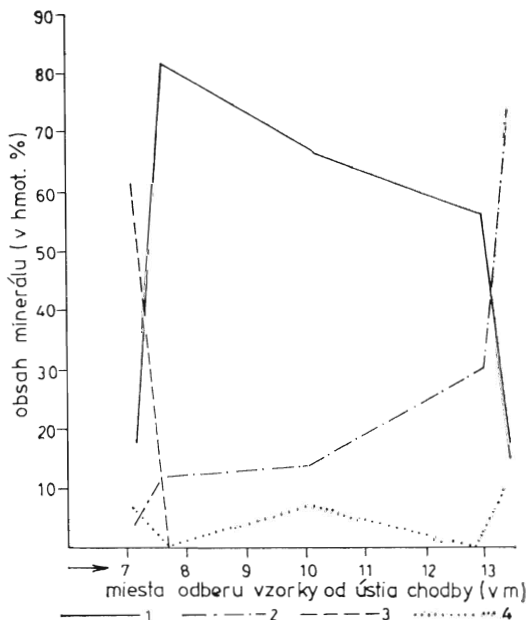
Fig. 6. Distribution of main mineral components in the deposit depending on rock type (steatite-chlorite slate, chlorite-steatite slate and steatite-chlorite slate in the profile). 1 — steatite, 2 — chlorite, 3 — quartz, 4 — muscovite, 5 — dolomite

procesov, a to prínosom termálnych roztokov s obsahom SiO_2 . Podľa M. Kužvarta (1955) metasomatóza postupovala podľa štiepatelnosti magnezitu.

Výsledky tejto práce poukazujú na infiltráčno-metasomatický pôvod mastenca. Fluidy, z ktorých vznikol mastenec, boli do terajšej pozície donesené. V hĺbke sa pravdepodobne mobilizovali kremenité roztoky. Ich stykom s magnezitovým telesom

došlo alebo k termickej disociácii karbonátov, alebo k chemickej reakcii spojenej s rozkladom karbonátov a s uvoľnením MgO a CO_2 . V počiatočnom štádiu termickej disociácie sa postupne rozkladali karbonáty a narastal parciálny tlak. Spomalovala sa tým aj dekarbonizácia (Ševc, 1983). Pravdepodobne v dôsledku tektonických pochodov vznikol otvorený puklinový systém, do ktorého vnikli roztoky (fluidum) tvorené $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ a z nich sa vykryštalizoval mastenec.

Takýto spôsob vzniku mastenca predpokladáme po nasledujúcich zisteniach: Karbonátové telesá sú na okrajoch inten-



Obr. 7. Distribúcia základných minerálov ložiskovej polohy v profile steatitizovaný magnezit, mastencová bridlica, chloriticko-mastencová a mastencovo-chloritická bridlica. 1 — mastenec, 2 — chlorit, 3 — magnezit, 4 — dolomit

Fig. 7. Distribution of main rock forming minerals in the deposit according to single rock varieties (steatitized magnesite, steatite slate, chlorite-steatite slate and steatite-chlorite slate in the profile). 1 — talc, 2 — chlorite, 3 — magnesite, 4 — dolomite

TAB. 3

Flotačná úprava mastencovo-magnezitového typu horniny
 Flotations treatment of steatite-magnesite type of raw

Chem. a mineral. zložka (v hmot. %)	Vstup do flotácie	Základná flotácia		Prečisťovacia flotácia mastenca				Kvalita mastenca 00/A
		Penový produkt (mastenec)	Celový produkt (magnezit)	1. odber po 4 min.	2. odber po 14 min.	Penový produkt	Celový produkt	
Hmotnostný výnos (v %)	100,00	10,35	89,65	4,37	2,39	6,76	3,59	100,00
SiO ₂	5,88	44,64	1,40	61,06	57,22	60,05	16,27	—
Al ₂ O ₃	0,93	4,10	0,56	0,73	1,00	0,83	10,26	—
Fe ₂ O ₃ (t)	1,63	1,82	1,61	1,33	1,46	1,38	2,65 max.	2,5
MgO	44,08	33,60	45,30	31,16	33,20	31,88	36,86	—
CaO	0,95	0,45	1,01	0,28	0,35	0,30	0,72	—
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	—
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	—
str. ž.	46,25	14,82	49,88	4,99	6,31	5,40	32,57 max.	10,0
mastenec	7,5	63,1	1,1	96,0	89,5	93,7	5,5	—
chlorit	4,1	18,0	2,5	3,2	4,4	3,6	45,1	—
magnezit	85,3	17,5	93,1	—	5,1	1,8	47,0	—
dolomit	3,1	1,4	3,3	0,8	1,0	0,9	2,4	—

TAB. 4

Flotačná úprava mastencovo-dolomitového typu horniny
 Flotation treatment of steatite-dolomite type of raw

Chem. a mineral. zložka (v hmot. %)	Vstup do flotácie	Prečisťovacia flotácia mastenca					Kvalita mastenca 00/A
		1. odber po 5 min.	2. odber po 13 min.	3. odber po 20 min.	Penový produkt	Celový produkt	
Hmotnostný výnos (v %)	100,00	15,82	8,21	5,25	29,28	7,08	100,00
SiO ₂	33,63	59,44	59,72	60,39	59,69	39,59	—
Al ₂ O ₃	1,02	0,46	0,49	0,46	0,47	1,00	—
Fe ₂ O ₃ (t)	1,79	1,48	1,67	1,46	1,53	1,82	max. 2,5
MgO	26,30	30,53	29,97	29,49	29,64	27,88	—
CaO	12,75	1,46	1,60	1,78	1,56	9,40	—
Na ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	—
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	—
str. ž.	24,09	6,29	6,30	6,21	6,28	19,89	max. 10,0
mastenec	51,0	93,2	92,6	92,3	92,9	62,6	—
chlorit	4,5	2,0	2,2	2,0	2,1	4,5	—
dolomit	44,5	4,8	5,2	5,7	5,0	32,9	—

TAB. 5

Flotačná úprava mastencovo-magnezitovo-dolomitového typu horniny
Flotation treatment of steatite-magnesite-dolomite type of raw

Chem.a mineral. zložka (v hmot. %)	Vstup do flotácie	Prečistovacia flotácia mastenca				Kvalita mastenca EK-I
		1. odber po 5 min.	2. odber po 10 min.	Penový produkt	Celový produkt	
Hmotnostný výnos	100,00	36,60	14,13	50,73	9,67	100,00
SiO ₂	40,85	60,92	63,55	61,65	46,58	—
Al ₂ O ₃	0,66	0,26	0,22	0,25	0,96	max. 5,0
Fe ₂ O ₃ (t)	0,82	0,55	0,57	0,56	0,74	max. 0,7
MgO	31,93	31,76	31,56	31,70	31,03	min. 28,0
CaO	5,41	0,80	0,60	0,75	3,94	—
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	—
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	—
str. ž.	19,85	5,24	5,27	4,75	17,15	max. 6,0
masteneč	63,4	96,6	97,0	96,7	75,5	—
chlorit	2,8	1,1	1,0	1,1	2,5	—
magnezit	17,5	—	—	—	9,0	—
dolomit	16,3	2,3	2,0	2,2	13,0	—

TAB. 6

Flotačná úprava magnezitu mastencovo-magnezitového typu horniny
Flotation treatment of steatite-magnesite type of raw

Chem.a mineral. zložka (v hmot. %)	Celový produkt (vstup)	Základná flotácia Prečistov. flotácia				Kvalita magnezitu Ia — Ib* (M. Leško 1980)
		Penový produkt	Celový produkt	Penový produkt	Celový produkt	
Hmotnostný výnos (v %)	89,65	64,48	25,17	56,23	8,25	100,00
SiO ₂	1,40	0,95	2,57	0,51	3,95	max. 1,5
Al ₂ O ₃	0,56	0,34	1,13	0,14	1,74	—
Fe ₂ O ₃ (t)	1,61	1,56	1,71	1,56	1,51	max. 2,42
MgO	45,30	45,78	44,10	46,09	43,66	min. 44,4
CaO	1,01	0,94	1,18	0,92	1,08	max. 0,90
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	—
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	—
str. ž.	49,88	50,26	48,90	50,65	47,59	—
masteneč	1,1	0,8	1,9	0,5	2,8	—
chlorit	2,5	1,5	5,1	0,6	7,8	—
magnezit	93,1	94,6	89,1	95,9	85,9	—
dolomit	3,3	3,1	3,9	3,0	3,5	—

zívne drvené; mastenec tu vystupuje od jemnej intergranulárnej impregnácie až po intenzívne prerastanie magnezitu mastencom; kontakt karbonátov s okolitou horninou postihnutý kataklázou predstavoval najslabšiu zónu, pozdĺž ktorej mohlo intenzívne prenikať fluidum; vykryštalizoval z nich mastenec a vytvorili sa najkvalitnejšie mastencové suroviny s najväčšími mocnosťami; v intergranulároch magnezitu majú monokryštály nepravidelnú orientáciu a v trhlínach sú usmernené; v mastencovej a chloriticko-mastencovej bridlici sú úlomky chloritu s usmernenou orientáciou, ktoré boli pravdepodobne strhnuté z okolitej horniny pri infiltrácii mastencového fluida; smerom od magnezitového telesa podiel mastenca klesá.

Technologicko-úpravnícke možnosti získavania kvalitných mastencov zo sledovaných typov hornín

Pri riešení možností získavania kvalitných mastencov sa použila flotačná úprava, zameraná na overenie vhodného reagenčného režimu pre flotáciu mastenca a magnezitu. Flotačné skúšky neoverili všetky flotačné parametre. Zamerali sa na orientačné overenie možností získavať mastenec zo skúmaných typov hornín pri prijateľnej výťažnosti a kvalite mastencového, príp. magnezitového produktu. Upravovali sa tri typy hornín: mastencovo-magnezitový, mastencovo-dolomitový a mastencovo-magnezitovo-dolomitový. Ich mineralogické a chemické zloženie je uvedené v tab. 3, 4, 5 a 6.

Reagenčné režimy sa overili základnou flotáciou mastenca laboratórnym flotátorom. Najlepšie výsledky sa dosiahli pri tomto režime: emulzia—petrolej—pineoil ($500 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$), Na_2CO_3 ($200 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$), vodné sklo ($2000 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$), pH-6. Intervaly odberu penového produktu a dosiahnuté výsledky sú v tab. 3, 4, 5 a 6.

Z výsledkov vyplýva, že flotáciou sa z mastencovo-magnezitového typu horniny získal produkt, ktorý až na Fe_2O_3 (celk. Fe) 1,38 % spĺňa požiadavky na technologický druh EK. Dodatočnou úpravou na laboratórnom vysokointenzívnom polygradientnom elektromagnetickom separátore sa znížil obsah Fe_2O_3 (celk. Fe) na 1,0—1,16 % a dosiahol sa technologický druh EK-II (tab. 3).

Pri flotácii mastenca z mastencovo-dolomitového typu horniny sa použil hexametafosforečnan sodný ako depresor dolomitu. Mal priaznivý účinok na depresiú dolomitu, ale nepriaznivý účinok na výnos mastencového produktu (29,28 %) a výťažnosť mastenca (53,3 %). Mastencový produkt spĺňa normové kritériá na technologický druh 00/A (obr. 4).

Úpravou mastencovo-magnezitovo-dolomitového typu horniny sa dosiahli zaujímavé výsledky. Mastencový produkt spĺňa po prečistovacej flotácii normové kritériá na technologický druh EK-I. Výťažnosť mastenca je 77,3 % a výnos mastencového produktu je 50,73 % (tab. 5).

Zaradením prečistovacej flotácie celového produktu mastencovo-magnezitového typu horniny sa získal magnezitový produkt, ktorý normovými kritériami spĺňa požiadavky na najkvalitnejší technologický druh. Výnos magnezitového produktu je 56,23 % a výťažnosť magnezitu je 53,92 % (tab. 6).

Mastencovo-chloritický typ horniny je súčasťou každého sledovaného typu, preto sme ho neupravovali.

Záver

Z výsledkov vyplýva, že flotačnou úpravou možno z menej kvalitných alebo málo využívaných hornín získať kvalitný mastencový a magnezitový produkt s vhodnou výťažnosťou. Je predpoklad, že v uzavretej flotácii a optimalizácii úpravnícke-

ho procesu možno očakávať aj lepšie výsledky. Efektívne využitie sprievodnej úžitkovej zložky v podobe vedľajšieho produktu môže zvýšiť ekonomickú hodnotu ložiska nerastných surovín.

Sledovaním distribúcie hornín a minerálov sme došli k predpokladu, že mastenec v uvedenom ložisku vznikol pravdepodobne infiltračnou metasomatózou.

Literatúra

- Brown, G. 1965: Rentgenometričeskije metody izučeniya i struktura glinistych mineralov. *Moskva, Izd. Mir.* s. 284—345.
- Dudek, A. — Fediuk, F. — Palivcová, M. 1962: Petrografické tabuľky. *Praha, ČSAV.* 280 s.
- Keperžinskans, K. B. 1965: Statističeskij analiz chloritov a ich paragenetičeskije typy. *Moskva, Izd. Nauka.* 136 s.
- Kostjuk, E. A. 1970: Statističeskij analiz i paragenetičeskije typy amfibolov metamorfičeskich porod. *Moskva, Izd. Nauka.* 312 s.

- Kužvart, M. 1955: Geologické a petrografické pomery mastencových ložísk a jejich okolí u Hnúšte na Slovensku. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 22, s. 145—195.
- Kužvart, M. 1956: Ložiska mastku ve Spišsko-gemerskem rudohorí na Slovensku. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 23, s. 441—463.
- Lisý, E. 1971: Ložiská mastenca na Slovensku. *Miner. slov.*, 3, 12—13, s. 343—348.
- Slavkay, M. — Lenart, J. 1974: Vyhľadavacie kritériá a príznaky mastencových ložísk v okolí Hnúšte. *Miner. slov.*, 6, s. 17—22.
- Suchár, A. 1974: Výsledky prieskumu mastenca v okolí Kokavy nad Rimavicou. *Miner. slov.*, 6, s. 1—16.
- Suk, M. 1979: Petrologie metamorfovaných hornín. *Praha, Academia.* 255 s.
- Sevc, J. 1983: Nízкотеплотné modelovanie reakcií vzniku mastenca z Mg-karbonátov v hydrotermálnych podmienkach. *Manuskript — archiv PFUK Bratislava.* 83 s.
- Ťapák, M. 1967: Mastence. In: Nerastné suroviny Slovenska. Red. J. Slávik. *Bratislava, s. 249—253.*
- Trdlička, Z. 1962: Mineralogicko-geochemický výzkum mastku a polymetalického zrudnení na ložiskách magnezitu na Slovensku. *Geol. práce, Spr.*, 24, s. 5—69.

Talc and talc-bearing rocks of the Sinec deposit (Central Slovakia) and possibilities of their use

With the aim to test the possibilities of obtaining high quality talc from raw materials of lower quality or from rarely exploited rock varieties, laboratory research was made into petrographical, mineralogical, chemical and technological properties of rock types composing the Sinec talc deposit in Central Slovakia (fig. 1).

Sampling, sample location and treatment

For the indicated purposes, two sorts of samples have been taken and used:

— 107 samples for petrographical, mineralogical and chemical study weighting each 1 to 3 kg. Point sampling was used to keep clearly within differentiated rock varieties (samples from Lýdia and Zuzana adits).

— 3 samples taken for technology and beneficiation procedures each weighting 50 to 70 kg. The sampling procedure was that of shear sampling from the quarry wall. Each sample

represents a peculiar technological type of raw.

Single samples have been treated by crushing, grinding, homogenisation and quartation.

Petrography of rocks investigated

Using the rock classification by Dudek et al. (1962) and Suk (1979), the following rock varieties have been distinguished in the deposit body: steatitized carbonate, carbonate-steatite-chlorite rock, steatite slate, chlorite-steatite slate and steatite-chlorite slate.

According to a statistical evaluation of samples, the most frequent rock types in the population are the carbonate-steatite-chlorite rock (36.2 %), chlorite-steatite slate (29.3 %) and steatitized carbonate (13.8 %, fig. 3).

Rocks in the surroundings of the deposit body are represented by muscovite-chlorite phyllite, quartz phyllite and quartzite.

Rock-forming minerals of the deposit

Rocks in the deposit were subject to mineralogical and chemical methods of study. The following minerals participate on the single rock types: steatite, magnesite, chlorite (sheridanite), dolomite, quartz, feldspars, muscovite, pyrite and apatite (tab. 1).

Minerals forming the enclosing rocks are quartz, albite, chlorite (ripidolite), muscovite, dolomite, hornblende, steatite, rutile, pyrite, apatite and epidote-zoisite (tab. 2).

Steatite as the main useful component is characterized by a Fe_2O_3 admixture (analyzed as total Fe) and also by higher Al_2O_3 content in the lattice (figs. 4, 5). Magnesite, as subordinated useful component, contains from harmful admixtures bond chemically into the lattice mainly Fe and Ca (figs. 4d, f, 5).

The distribution of main rock-forming minerals in the deposit body points to a clear decrease of muscovite, quartz and chlorite contents with growing content of steatite (figs. 6, 7).

Genesis of talc mineralisation

Results of investigation confirm infiltration-metasomatic mode of talc origin in the deposit caused by fluids entering the original carbonate (magnesite to dolomite) body. In the

course of silica-rich fluid mobilisation in the depth, the solutions reacted with magnesite body what led either to thermal dissociation of carbonates or to chemical reactions resulting in their decomposition. Probably, tectonic processes contributed to talc generation by opening fissures into which steatite crystallized.

Possibilities of obtaining high quality talc products by beneficiation processes

Laboratory tests aimed at gaining high quality (i. e. electroceramic or pharmaceutical) talc from rock species in the deposit gave the following results. Applying flotation treatment to steatite-magnesite type of raw and by its subsequent treatment on a polygradient electromagnetic mud separator, it is possible to obtain a talc product of EK-II technological type whereas from a steatite-dolomite raw of 00/A type the product is a talc of EK-I technological type (figs. 3 to 5).

The average recovery of talc fluctuates between 53 and 87 %.

Beside the yield of talc, primary flotation of steatite-magnesite raw allows to gain also magnesite concentrate of 1a to 1b technological type with magnesite recovery amounting 97.8 % and a 89.6 % yield of magnesite concentrate (tab. 6).

KRONIKA

Geologické mapovanie Ľr. Hugóa Böckha v Gemeri

JOZEF HRICKO

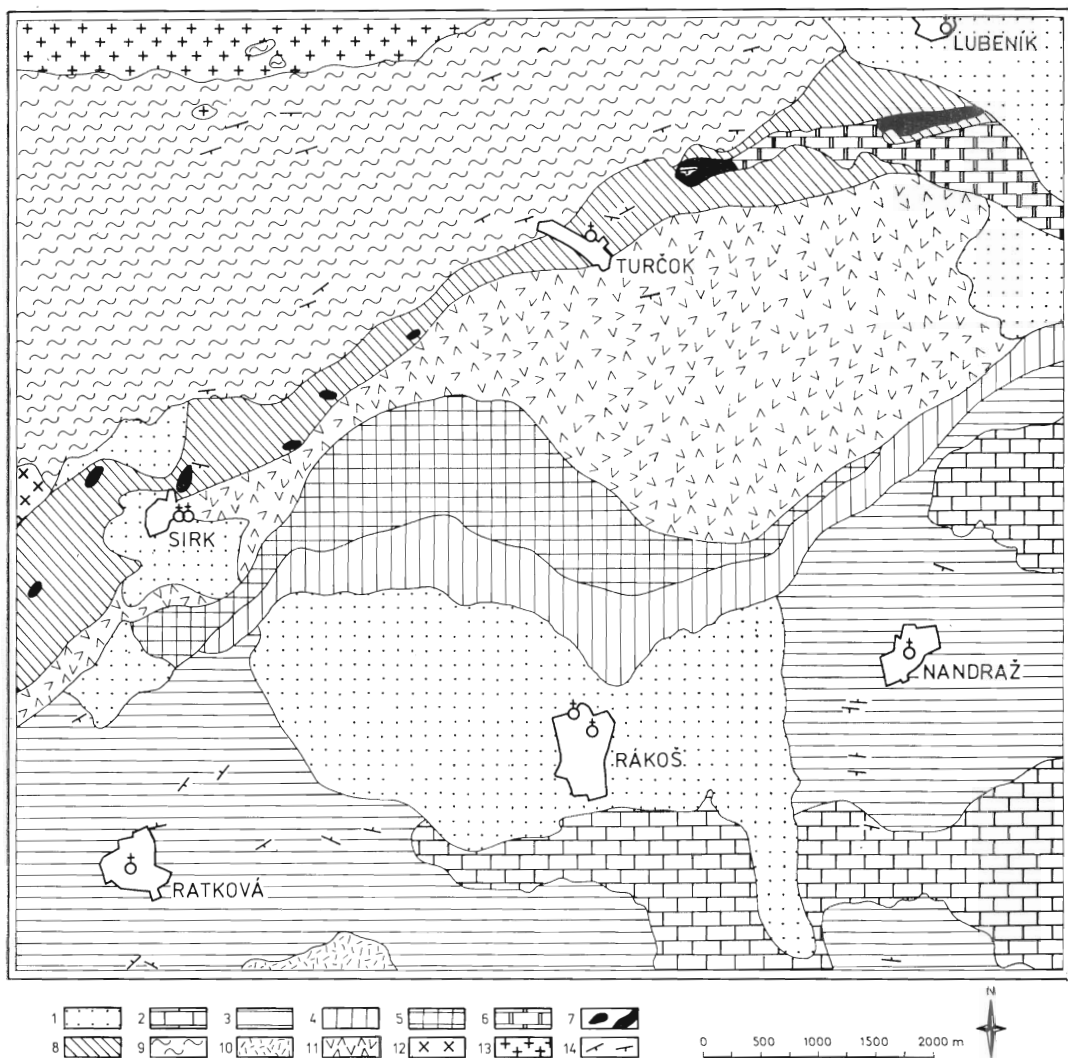
V pozostalostiach otca JUDr. Jána Gašperíka, ktorý bol pri zrode slovenskej geofyziky, sa našla geologická mapa oblasti medzi Ratkovou a Lubeníkom. Ide o mapu s mierkou 1 : 25 000, ktorú H. Böckh zostavil v lete 1904. Hugó Böckh (1874—1931) bol od roku 1899 mimoriadnym a v rokoch 1900 až 1914 riadnym profesorom geológie Banskej akadémie v Banskej Štiavnici. Okrem výskumu ložísk ropy, plynu, kamennej soli, rúd a uhlia na Slovensku a najmä v zahraničí sa zaoberal aj mapovaním Kremnických a Štiavnických vrchov i Spiško-gemerského rudohoria.

V tomto príspevku chceme oboznámiť geologickú verejnosť s geologickou mapou H. Böckha, ktorá poslúži geológom nielen

ako archívny materiál, ale poskytne im aj cenné geologické poznatky o tejto časti Gemery.

Originál mapy s názvom „A gömörmegyei Vashegy és környékének geológiai térképe a vashegyi és rákosi telérekkel“ je kolorovaný, na vysokej technickej úrovni. Zahrňuje územie medzi Ratkovou, Sirkom, Lubeníkom, Nandražom a Rákošom dlhé 9,2 km, široké 7,7 km (obr. 1).

I napriek nepresnostiam a generalizovaniu poplatnému dobe vzniku analyzovanej geologickej mapy je práca Huga Böckha cenným prínosom k poznaniu geológie tejto oblasti, známej výskytmi magnezitu, sideritu a ankeritu.



Obr. 1. Geologická mapa gemerského rudohoria z oblasti Železníka a Rákoša (zostavil Böckh, 1904). 1 — delúvium a pliocénne klastiká, 2 — strednotriasové vápence a dolomity, 3 — werfénske bridlice, 4 — permské kvarcy, 5 — permské kremenité grafické bridlice, sfudnaté a fylitické pieskovce, chloritické a sfudnaté fylity, 6 — karbónske vápence, dolomitické vápence a dolomity, 7 — magnezit, 8 — karbónske ílovité a grafické bridlice, grafity a pieskovce, 9 — paleozoické metasedimenty, 10 — andezitové tufy, brekie a zlepence, 11 — porfyroid, 12 — diorit, 13 — granit, 14 — smery sklonu vrstiev

Pôdnogeochemické aureoly meďnato-porfýrového ložiska Zlatno

IVAN MATULA*, JÁN SMOLKA**, EDMUND GWERK**

* Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves

** Geologický prieskum, n. p., geologický úsek, 969 00 Banská Štiavnica

Doručené 10. 12. 1984

Почвенно-геохимические ореолы медно-порфирового месторождения Златно (неовулканиды центральной Словакии)

Изучением вторичных геохимических ореол вычлененных на основании металлотрических поисков территории месторождения Златно выходит, что главным индикатором медной минерализации связанной с металлогенетически специальной интрузией гранодиоритового порфирита являются элементы меди, олова, молибдена как прямые индикаторы и никеля и кобальта как основные индикаторы. Тоже были вычленены зоны аномальных аккумуляций свинца, цинка, серебра, образование которых объясняется как результат воздействия интрузии гранодиоритового порфирита, или-же они младшего возраста.

Почвенная геохимия, форма которой она осуществлялась, предлагается для поисков приведенных типов минерализации.

Soil geochemical haloes of the Zlatno porphyry copper deposit (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia)

Evaluation of soil geochemical haloes over the Zlatno porphyry copper deposit indicated that copper, tin and molybdenum content in soil samples may be used as main direct indicator of copper ore (related to a metallogenetically specialized diorite porphyrite intrusion) whereas contents of nickel and cobalt may be used as indirect indicators of ore. Anomalous zones of lead, zinc and silver content may alternatively be explained either as caused by the action of intrusive body or due to subsequent processes. The used methodics is recommended for similar types of ore mineralisations.

Ložisko žilnikovo-impregnačných a skarnových rúd Zlatno, ktoré je na okraji vulkanicko-tektonickej zóny Štiavnických vrchov (Rozložník — Zábranský, 1971), je štruktúrne a geneticky späté s vývojom granodioritovo-porfýritovej intrúzie, ktorá prenikla po spodnú úroveň stratovulkanic-

kej stavby alebo až na povrch. Zrudnenie na lokalite Zlatno je v hĺbke 700 až 1000 m, a to v mieste prieniku granodioritového porfýritu cez karbonáty triasu (skarnová a hydrotermálna sulfidická etapa mineralizácie — Smolka, 1979; Burian et al., 1980a, b).

Na vyhľadávanie tohto nového typu mineralizácie v Západných Karpatoch sme aplikovali rôzne geochemické metódy, aby sme získali základné údaje o geochemických aureolách a kritériách na vyhľadávanie analogických typov ložísk v analógických geologických podmienkach. V tomto príspevku zhrnieme poznatky z aplikácie povrchovej prospekcie v tejto ložiskovej oblasti (obr. 1).

Na geologickej stavbe sa podieľajú nasledujúce horninové typy (Smolka, in Burian et al., 1980b):

Granodioritový porfyrít (lokálne metasomaticky zmenený) je najvýznamnejšou intruzívnou horninou. Na povrchu sa prejavuje pomerne členitými východmi jedného väčšieho telesa a niekoľkých menších telies hlavne smeru SV—JZ. Predstavuje mladšiu etapu granitoidnej formácie.

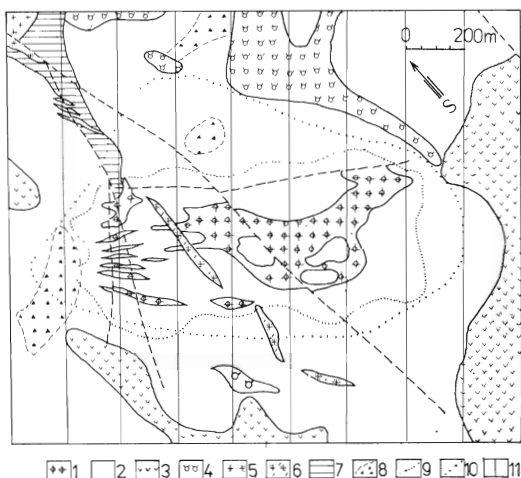
Andezit v oblasti Zlatna buduje takmer celú oblasť, ktorú sme prospekčne sledovali, a pravdepodobne reprezentuje bazálne časti mohutných vulkanických telies. Miestami je značne propylitizovaný, v centrálnej časti rekryštalizovaný účinkom granodioritovej porfyrickej intrúzie. Zónu premien (asi 200 m mocnú) tvorí propylitizácia, slabá rekryštalizácia, rekryštalizácia a intenzívna rekryštalizácia.

Amfibolický dacit je vo forme žilných telies prevažne v smere S—J. Pripisuje sa mu veľký význam vo vývoji magmatizmu študovanej oblasti.

Pyroxenický dacit patrí k posledným členom magmatickej aktivity.

Kremenitý diorit vychádzajúci na povrch v severnej časti patrí medzi najstaršie členy intruzívnej formácie, ktorého podložie a nadložie tvoria sedimentárne komplexy. Hypergénne premeny sú nepatrné a hydrotermálna alterácia sa prejavuje vybielením tmavých minerálov.

Drobno až strednozrnný strednoporfyrický pyroxenický slabo propylitizovaný andezit tvorí západnú a juhovýchodnú časť



Obr. 1. Povrchová geologická situácia v oblasti Zlatna a lokalizácia profilov geochemie (vzdialenosť 200 m). 1 — granodioritový porfyrít, 2 — andezit, 3 — amfibolický dacit, 4 — pyroxenický dacit, 5 — kremenitý diorit, 6 — drobno až strednozrnný porfyrický propylitizovaný andezit, 7 — pestré bridlice a pieskovce permu, 8 — zóny propylitizácie, 9 — zóna kontaktných účinkov granodioritového porfyrítu, 10 — zóna intenzívnej sulfidickej mineralizácie (pyritizácie), 11 — metalometrické profile

Fig. 1. Superficial geological situation in Zlatna area and localization of geochemical profiles (200 m distance). 1 — granodiorite porphyrite, 2 — andesite, 3 — amphibole dacite, 4 — pyroxene dacite, 5 — quartz diorite, 6 — fine to medium grained porphyritic andesite, propylitized, 7 — variegated shale and sandstone, Permian, 8 — propylitized zone, 9 — zone of contact metamorphic phenomena around granodiorite porphyrite body, 10 — zone with strong sulphidic ore concentration (pyrite), 11 — soil geochemical profile

lokality. Sekundárne premeny, vrátane pyritizácie, v ňom dosahujú veľmi nízku intenzitu.

Elúvium a delúvium tvoria z hľadiska aplikácie pôdnej prospekcie súvislú vrstvu pôdy s mocnosťou 20—100 cm, pritom pozorujeme iba malú závislosť na primárnych horninách.

Reliéf krajiny je členitý. Nadmorská výška sa na ploche aplikovanej geochemie pohybuje od 360 m (údolie potoka Richnava) do 724 m (kóta Solisko). Takmer celú plochu pokrýva stromový porast.

Zrudnenie sa považuje za produkt hydrotermálneho procesu geneticky spätého s intrúziou granodioritového porfyritu (Burian, in Burian et al., 1980 b). V časovom slede zahrňuje silikátové, karbonátové, oxidické a sulfidické štádium mineralizácie. Granodioritový porfyrit považujeme za metalogeneticky špecializovanú intrúziu (Matula, in Burian et al., 1980a).

Primárne premeny hornín v okolí ložiskovej polohy majú charakter hydrotermálnych metasomatických premien a najintenzívnejšie sa uplatnili v centrálnej časti ložiskovej štruktúry, kde sa nachádzajú široké endokontaktné aureoly pôsobenia aktívnej intrúzie na okolie. Stupeň hydrotermálnej metasomatózy je v priamej závislosti od stupňa celkovej rekryštalizácie. Najväčšie rozšírenie má silicifikácia a feldšpatitizácia (formovanie kremeňovo-živcových agregátov v rámci rekryštalizovanej horniny), ďalej aktinolitizácia, sericitizácia, menej biotitizácia a argilitizácia.

Metodika vzorkovania, laboratórneho spracovania a interpretácie výsledkov

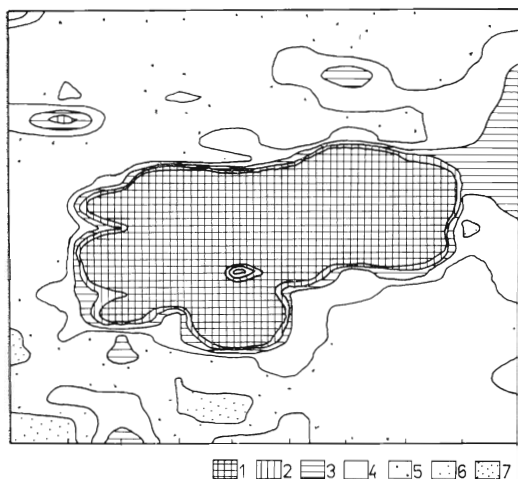
Vzorky pre pôdnu prospekciu s hmotnosťou okolo 150 g sa odoberali z hĺbky asi 20 cm. Vzorku sme po presušení (do 50 °C), preosiatí a zhomogenizovaní na analytickú jemnosť analyzovali kvantitatívne na Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, W, Ag, Sn. Prvky sme vyberali podľa literárnych údajov (Beus — Grigorjan, 1975; Nurmi, 1984 a i.). Analýzy robili v laboratóriách GP Spišská Nová Ves nasledujúcimi metódami (v zátvorke je uvedená spodná hranica citlivosti): Cu (1 ppm), Pb (5),

Zn (1), Ni (1), Co (1), Mo (5), W (5) na automatickom analyzátore ARL 33 000 s ICP plazmou, Ag (0,2 ppm) analyticky s kyselinovým rozkladom s koncovkou AAS a Sn (1 ppm) optickou spektrálnou analýzou.

Vzorky sme odoberali na profiloch (vzdialenosť profilov 200 m, krok odberu 20 m, celková pokrytá plocha je 1700 × 1800 m, počet profilov 10).

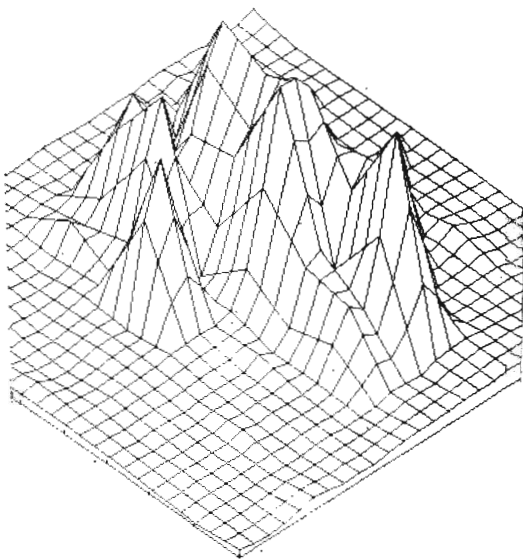
Na interpretáciu výsledkov sme použili spôsob strojného spracovania výsledkov pri aplikácii matematicko-štatistických metód (Matula — Šesták, 1981). Na stanovenie prahu anomálnych hodnôt sme použili kritérium $X \pm 1, 2, 3\sigma$. Výpočet anomálnych hodnôt pre celý súbor vzoriek je v tab. 1. Koncentráciu prvkov vyčlenenú v rámci týchto kritérií zobrazujú izolínie na mapových podkladoch v mierke mapy. Pri výpočte sme použili kalkulátor Olivetti P 6060 a taký spôsob konštrukcie máp izolínií pomocou interpolovaných výsledkov v profiloch, aby sme na celej ploche dosiahli približne rovnakú hustotu údajov (do medziprofilových priestorov sme vložili vždy dva pomocné profile; obr. 2).

Ďalej sme použili trojrozmerné priestorové zobrazenie distribúcie prvkov konštruované spôsobom perspektívneho zobrazenia plochy, ktoré je založené na kreslení kriviek bodmi plochy v rovinách rovnobežných s osami x a y súradnicovej sústavy. Tým sú vytvorené štvoruholníky, charakterizujúce svojím tvarom a stranami trend kreslenej plochy. Výsledkom je zlepšený a detailnejší pohľad na celkovú distribúciu. Rozličné pootočené plochy okolo osí umožňuje rozdielny perspektívny pohľad a gradácia — zvýšenie, resp. zníženie obsahu prvku v treťom rozmere umožňuje zlepšený pohľad na trend obsahu, a tým zlepšenú dešifráciu štruktúry distribúcie (obr. 3; spôsob povrchového zobrazenia distribúcie skúmaných prvkov demonštrujeme na príklade Cu).

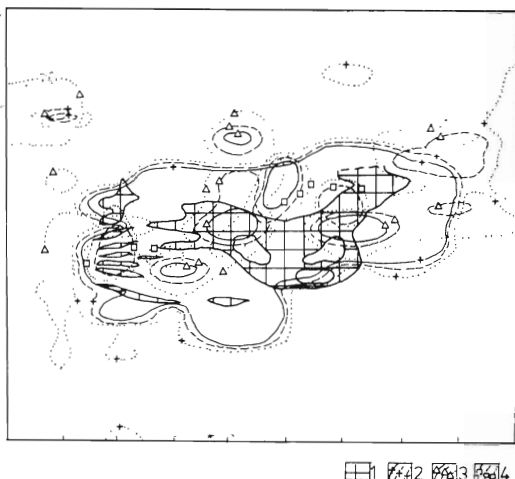


Obr. 2. Povrchová distribúcia Cu (zobrazená v mape izolínami koncentrácií vyčlenených podľa kritéria $X \pm 1, 2, 3\sigma$). 1 — $> X + 3\sigma$, 2 — $> X + 2\sigma$, 3 — $> X - \sigma$, 4 — rozsah $X + \sigma$, 5 — $< X - \sigma$, 6 — $< X - 2\sigma$, 7 — $< X - 3\sigma$

Fig. 2. Superficial distribution of copper (isolines according to $X \pm 1, 2$ and 3σ criterion). 1 — $> X + 3\sigma$, 2 — $> X + 2\sigma$, 3 — $> X - \sigma$, 4 — equal to $X + \sigma$, 5 — $< X - \sigma$, 6 — $< X - 2\sigma$, 7 — $< X - 3\sigma$

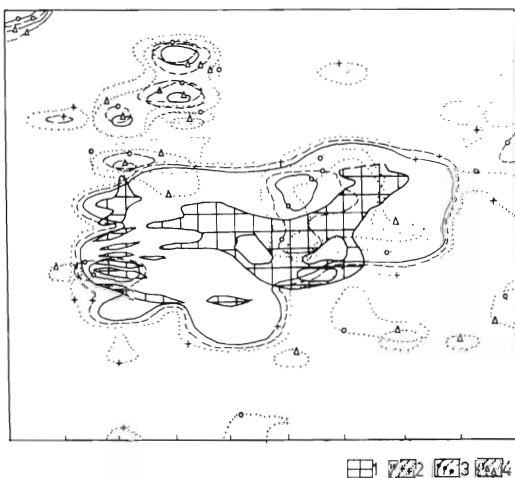


Obr. 3. Priestorové zobrazenie distribúcie Cu
Fig. 3. Three-dimensional presentation of copper distribution



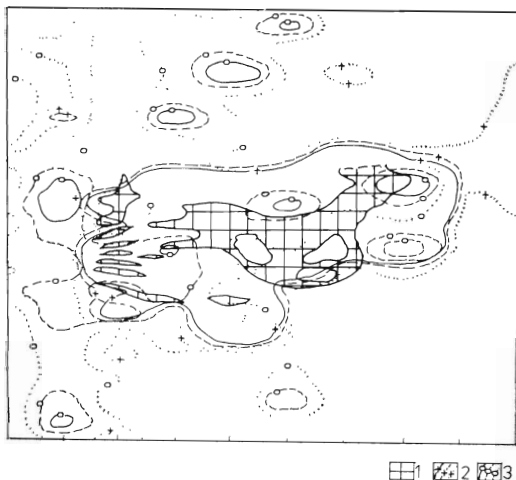
Obr. 4. Vzťah anomálnych zón Cu, Sn, Mo. 1 — granodioritový porfýrit, 2 — Cu (hranice anomálnych hodnôt väčších ako 3, 2, 1), 3 — Sn, 4 — Mo

Fig. 4. Relations between anomalous zones of copper, tin and molybdenum. 1 — granodiorite porphyrite, 2 — copper (limits of anomalous values exceeding 3, 2, 1), 3 — tin, 4 — molybdenum

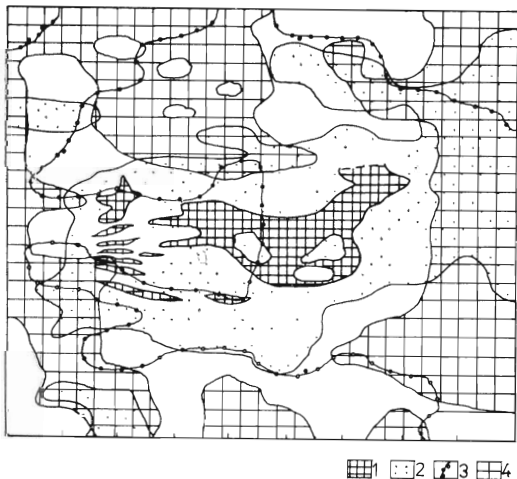


Obr. 5. Vzťah anomálnych zón Cu, Zn a Pb. 1 — granodioritový porfýrit, 2 — Cu, 3 — Zn, 4 — Pb

Fig. 5. Relation between anomalous zones of copper, zinc and lead. 1 — granodiorite porphyrite, 2 — copper, 3 — zinc, 4 — lead



Obr. 6. Vzťah anomálnych zón Cu a Ag. 1 — granodioritový porfýrit, 2 — Cu, 3 — Ag
Fig. 6. Relation between anomalous zones of copper and silver. 1 — granodiorite porphyry, 2 — copper, 3 — silver



Obr. 7. Vzťah tendencií distribúcie prvkov. 1 — granodioritový porfýrit, 2 — Cu (+Sn, Mo), 3 — Pb (+Zn, Ag), 4 — Co (+Ni) plochy zobrazujúce hodnoty väčšie ako $X \pm \sigma$
Fig. 7. Relation between element distribution trends. 1 — granodiorite porphyry, 2 — copper (+tin and molybdenum), 3 — lead (+zinc and silver), 4 — cobalt (+nickel). Surfaces with values exceeding $X \pm \sigma$ are indicated

Interpretácia výsledkov

Zhodnotenie faktografických údajov umožňuje podať interpretáciu distribúcie prvkov a vysloviť nasledujúce závery (obr. 4—7):

Tektonický smer SZ—JV treba považovať za dominantný. S týmto smerom koinciduje nielen smer výstupu zložitých prienikov granodioritového porfýritu, ale aj smer sekundárnych aureol, z ktorých niektoré javia blízku spätosť s distribúciou telies granodioritového porfýritu.

Anomálny obsah Cu sa sústreďuje okolo granodioritovej intrúzie, ktorú veľkosťou prevyšuje, a to najmä v jej pozdĺžnom smere (na JV a SZ), o 400 m. Taká široká aureola sa dá vysvetliť tým, že granodioritový porfýrit vystupuje na povrch iba sporadicky; možno predpokladať žilné podpovrchové telesá i na JV. Tomu nasvedčuje zobrazenie distribúcie Cu v koncentráciách $X + \sigma$, kde slaboanomálne koncentrácie prechádzajú i mimo sledovaného územia na JV a najmä SV.

Blížkosť hraníc koncentrácií $X + 1, 2, 3\sigma$ svedčí o veľmi strmej intrúzii, kontrastnosť obsahov o výraznej anomálii (pozadie cca 5—10 ppm, anomálne obsahy až 560 ppm).

Pri sledovaní vnútornej štruktúry anomálií metódou blokdiagramu vidno, že ide o homogénnu kontrastnú anomáliu v čelnej časti s najvyšším obsahom Cu.

S distribúciou Cu je prakticky zhodná anomália Sn. Zrejme je tu genetická príbuznosť, priama väzba na granodioritový porfýrit (i anomálie Mo sa koncentrujú priamo v centrálnej časti anomálie Cu). Maximálna koncentrácia Sn je priamo v centrálnych častiach granodioritového porfýritu, pritom Sn aj v čelnej časti mimo intrúzie dosahuje a presahuje ako mobilný prvok hranice aureoly Cu. V západnej časti intrúzie Sn prejavuje deficit voči pozadiu.

TAB. 1

Štatistické charakteristiky a výpočet anomálnych hodnôt pre lokalitu Zlatno
Statistic moments and anomalous values for Zlatno locality

Prvok	Poč. (1)	Koef. (t)	Poč. (2)	A/A(σ)	E/E(σ)		X-3 σ	X-2 σ	X- σ	X	X + σ	X + 2 σ	X + 3 σ
Cu	835	—0,37500	826	—7,4521	0,974	9,921		0,199	10,121	20,043	29,96	39,88	49,80
Pb	835	1	823	3,6442	0,319	13,980		13,237	27,216	41,196	55,17	69,15	83,13
Zn	835	—0,04688	809	4,1956	0,311	22,557	14,802	37,358	59,915	82,471	105,03	127,58	150,14
Ni	835	—0,02734	805	2,9853	1,593	1,626	0,679	2,306	3,932	5,558	7,18	8,81	10,43
Co	835	—0,02344	784	4,7516	—0,132	2,802	4,305	7,107	9,909	12,711	15,51	18,31	21,11
Sn	835	—0,01563	787	3,5235	—1,565	1,397	0,248	1,646	3,043	4,440	5,83	7,23	8,63
Ag	835	—0,02344	823	1,7482	—3,805	0,054			0,0522	0,107	0,162	0,21	0,27
Mo	835	—0,31250	703	9,5759	—0,968	0,016	0,020	0,0365	0,0531	0,069	0,08	0,10	0,11
W	835	—0,31250	698	9,5151	—0,998	0,016	0,020	0,0366	0,0531	0,069	0,08	0,10	0,11

Poč. (1) — početnosť súboru; Koef. (t) — koeficient transformácie $y = x$; Poč. (2) — početnosť po Grubbsovom teste odľahlých hodnôt; A/A (σ) — normovaný koeficient asymetrie; E/E (σ) normovaný koeficient excesu (koncentrácie); δ — stredná kvadratická odchýlka; X — priemerná hodnota

Poč. (1) sample population, Koef. (t) transformation coefficient for $y = x$, Poč. (2) — frequency after Grubb's test of marginal values, A/A (σ) normalized coefficient of assymetry, E/E (σ) normalized coefficient of excess (concentration), σ population standard deviation, X — mean value

Povrchová distribúcia Pb a Zn (sčasti úzko koreluje aj Ag) vykazuje vzájomné tendencie v tom, že slabo anomálna koncentrácia (na úrovni hodnôt väčších ako X) vytvára zónu približne smeru SSZ—JJV, ktorá presahuje i sledované územie. Táto zóna je voči Cu mierne v priečnej polohe, viac sa približuje smeru S—J, čím sa viac zhoduje s tektonickou líniou tohto smeru, prechádzajúcou ložiskovou polohou a interpretovanou ako postgranodioritový zlom. Vysokoanomálne menšie úseky v rámci tejto zóny, ktoré vytvára Pb, Zn a Ag, sú lokalizované v centrálnej časti Cu anomálie, ale najmä severne a severozápadne od nej majú charakter líniového usporiadania. Túto situáciu interpretujeme ako:

- širšiu horninovú okolointrúziu aureolu vyvolanú granodioritovou intrúziou (pokračuje tiež na SV, resp. SZ ako aureola Cu, a nie je ukončená, pretože je širšia ako sledovaný detail) a v jej okolí došlo v smere prieniku vo vhodných podmienkach k akumulácii význačnejších koncentrácií Pb, Zn, Ag;

- špecifický prejav zvýšenej koncentrácie Pb, Zn v andezite (ide o sekundárne aureoly v pôdach, preto sa presne nezohoduje s jeho hranicou);

- mladší prejav Pb, Zn polymetalickej mineralizácie (hydrotermálny typ) vo forme nesúvislých akumulácií žilného typu, ktoré v tejto oblasti predpokladáme.

Maximálna koncentrácia Pb, Zn, Ag sústredená v severozápadnej časti od intrúzie potvrdzuje tiež rozšírenie zóny intenzívnej sulfidickej mineralizácie, zistennej metódou vybudenej polarizácie. Okrem pyritu sa tu môže nachádzať aj galenit a sfalerit so striebrom.

Trend distribúcie Ni a Co je zhodný. V oblasti intrúzie je ich značný deficit, po okrajoch dosahuje normálne priemerné hodnoty. Zreteľný deficit v priestoroch centrálnej časti štruktúry veľmi nápadne

kontrastuje a zároveň koinciduje s priestorom, kde vysokoanomálne hodnoty Cu ohraničujú širší priestor prieniku granodioritového porfyrítu, pre ktorý je typická intenzívna pyritizácia hydrotermálne metasomaticky zmenených hornín. Jediné vysvetlenie tohto javu možno hľadať v odnose uvedených prvkov v podmienkach intenzívnej alterácie hornín.

Záver

Zo štúdia sekundárnych geochemických aureol v oblasti Zlatna vyplýva, že Cu, Mo, Sn, Ni a Co zreteľne indikujú metalogeneticky špecializovanú intrúziu granodioritového porfyrítu (Cu, Mo, Sn s relatívne vysokou pozitívnou anomálnou koncentráciou s úzkou väzbou na zdroje, s Ni a Co negatívnou anomálnou koncentráciou v dôsledku kontaktných účinkov v okolitých komplexoch — alterácia hornín a sulfidizácia).

Zistili sa tiež relatívne vysokoanomálne zóny Pb, Zn, Ag mineralizácie v periférii intrúzie, ktorých generovanie možno interpretovať v genetickej spätosti s granodioritovou intrúziou, ale tiež môže ísť o mladšie žilné systémy.

Práca rozširuje poznatky o geochemických aureolách tejto metalogeneticky špecializovanej intrúzie, a pretože ide o prvý výskyt takéhoto zrudnenia u nás, sú tieto poznatky dôležité i z prospekčného hľadiska. Získali sa údaje o distribúcii a obsahu prvkov v pôdach tejto oblasti.

Použitý spôsob vyhodnotenia výsledkov dovoľuje získať dostatočný obraz o charaktere distribúcie prvkov a tvorbe aureol. Výsledky poukazujú, že geochemickú metódu možno plne aplikovať na vyhľadávanie meďnato-porfýrových ložísk v širšej oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

Literatúra

- Beus, A. A. — Grigorjan, S. V. 1975: Geochemičeskije metody i razvedka mesto-roždenij tverdyh poleznych iskopajemyh. *Moskva*. 278 s.
- Burian, J. et al. 1980a: Záverečná správa a výpočet zásob, Zlatno. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 176 s.
- Burian, J. et al. 1980b: Záverečná správa z účelového geologického mapovania lokality Zlatno. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 105 s.
- Matula, I. — Šestáček, P. 1981: Blokdigramové zobrazenie súhrnných geochemických údajov výpočtovým zariadením Olivetti. *Manuskript — Geologický prieskum Spišská Nová Ves*, 61 s.
- Nurmi, A. P. 1984: Application of lithogeochemistry in the search for Proterozoic porphyry-type molybdenium, copper and gold deposits, southern Finland. *Geological Survey of Finland, Bull.* 329, s. 40.
- Rozložník, L. — Záborský, F. 1971: O výskyte žilnikovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. *Miner. slov.*, 3, s. 85—94.
- Smolka, J. 1979: Petrografická povaha a vzťah intrúzie granodioritového porfyritu k neovulkanickým komplexom v okolí Zlatna. *Miner. slov.*, 11, s. 343—353.

Soil geochemical haloes of the Zlatno porphyry copper deposit (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia)

The paper summarizes knowledge obtained during a soil sampling geochemical reconnaissance campaign over the Zlatno porphyry copper deposit. Results allow to judge over the efficiency of used methodics and to sketch the features testimoning the metallogenetic specialization of a granodiorite porphyrite intrusive body.

Soil geochemical sampling was applied and the analysed elements were copper, lead, zinc, silver, tin, molybdenium, nickel and cobalt. Analytical data were further statistically evaluated using the $\bar{x} \pm 1, 2$ and 3σ (standard deviation) criteria for anomalous limit values in the sample population. Obtained results have been graphically plotted into isoline

maps with three-dimensional presentation of element distribution.

Distribution characteristics of single elements are discussed. Indicator elements for copper ore are Cu, Sn and Mo (called main positive anomalous indicators) whereas Ni and Co may be used as indirect indicators of porphyry copper ore. Anomalous zones of lead, zinc and silver content in soil samples have been found near the intrusive. The origin of these anomalous concentrations may alternatively be explained as result of intrusive body activity or of subsequent processes.

Due to good results, the used methodics is applicable to prospection purposes for similar types of ore concentrations.

Nález organických zvyškov vo vrstvách vrchného permu v oblasti Novoveskej Huty

MILAN HÁBER*, VILIAM SITÁR**, LADISLAV NOVOTNÝ***

* Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 15,
974 01 Banská Bystrica

** Katedra geológie a paleontológie PFUK, Mlynská dolina, pavilón B-2,
842 15 Bratislava

*** Uránový prieskum, k. p., Liberec, závod IX, F. Kráľa 2, 052 01 Spišská Nová Ves

Doručené 26. 2. 1985

Находки органических остатков в слоях верхней перми в районе Нововеской Гуты; гемерикум, Западные Карпаты

В скважине № 864 в районе Нововеской Гуты во верхнепермских слоях в горизонте верхних урановомедных песчаниках были определены силицифицированные органические остатки рода *Dadoxylon* Goep. На местонахождении Рыбник (западнее Нововеской Гуты) в стражанских конгломератах встречены отпечатки листьев группы *Cordaitea borassifolia* Stnbg.

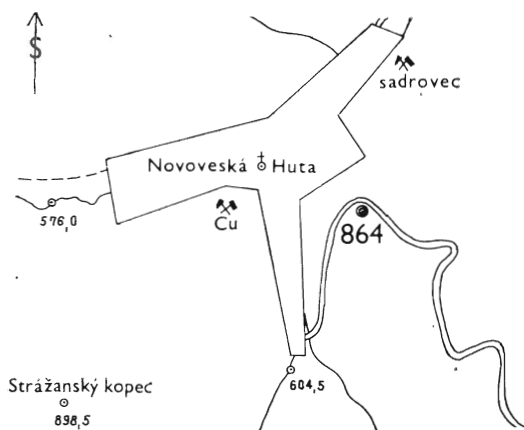
Findings of organic remnants in Upper Permian beds near Novoveská Huta (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

In drilling No 864 realized near Novoveská Huta village, the horizon of upper copper (uranium)-bearing sandstone contains silicified remnants of genus *Dadoxylon* Goep. In the Stráža conglomerate member, leave imprints of species *Cordaitea borassifolia* Stnbg. have been found on Rybník locality, westernly from Novoveská Huta.

Pri podrobnom mineralogickom a petrografickom výskume materiálu zo skartovaného vrtu č. 864, lokalizovaného v oblasti nového kameňolomu na Grétli nad cestou, v nadmorskej výške 653 m (obr. 1), sa v hĺbke 123 m zistili vo výbrusoch aj nábrusoch v zelenkavých a sivých pyritizovaných pieskovcoch s impregnáciami a žilkami karbonátov, kremeňa a sulfidov silicifikované organické zvyšky, ktoré sa stali predmetom bližšej identifikácie.

Permské sedimenty v oblasti Novoveskej Huty člení L. Novotný a F. Mihál

(1982) do troch súvrství, ktoré predstavujú samostatné sedimentačné cykly. Do spodného permu sa zaraďuje knolské (terigénne) a petrovohorské (vulkanicko-sedimentárne) súvrstvie. Vrchný perm, podľa predstáv autorov, zastupuje novoveské (terigénno-lagunárne) súvrstvie. Zmienené súvrstvie vekovo začlenili do spodného, resp. vrchného permu na základe litostratigrafických štúdií, cykličnosti vývoja sedimentácie, rozšírenia vulkanizmu v permskom sedimentačnom priestore a jeho spätosti s vývinom panvy a na zá-



Obr. 1. Lokalizácia vrtu č. 864 v Novoveskej Hute

Fig. 1. Sketch map of drilling No 864 site near Novoveská Huta

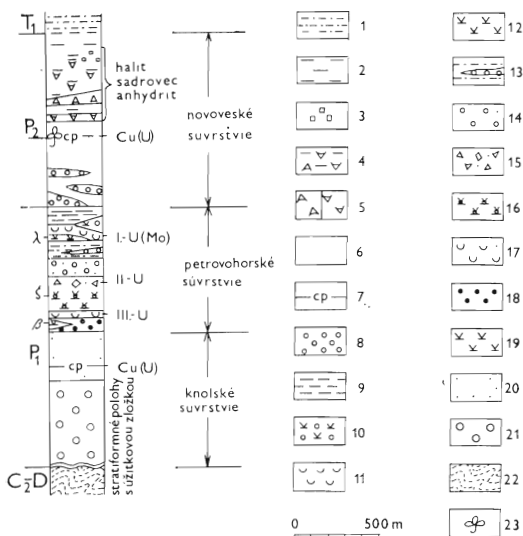
klade určenia geochronologického veku uránovej mineralizácie v stratiformných rudných polohách (Novotný — Rojkovič, 1978). Za najhodnovernejšie považujú v súčasnosti autori palinologické určenie veku (Planderová, 1984, ústna informácia), ktoré vrchnú časť knolského súvrstvia zaraďujú do saxónu, s možným presahom do turingu. V roku 1984 sa vo vrte 863 v Novoveskej Hute zistil v horizonte vrchných pieskovcov s Cu(U) mineralizáciou nepatrný neidentifikovateľný zuhoľnatený rastlinný detrit (Gregorovič, ústna informácia).

V novoveskom súvrství je medzi najvrchnejšou polohou zlepcov strážanského typu a najspodnejšou polohou evaporitov (s halitom, sadrovcem a anhydritom) vyvinutý horizont vrchných* Cu(U) pieskovcov (obr. 2). Ich existencia je známa už dávnejšie (Macko — Ondrejko, 1964

a i.) a boli predmetom prieskumu na meď a urán. Uvedený horizont je 50—100 m nad najvrchnejšou polohou strážanských zlepcov a je v uvedenej litostratigrafickej výške rozšírený v celej západnej časti permu severného gemerika. Tvorí nesúvislé šošovkovité vrstvitité telesá s dĺžkou prvé desiatky metrov, vzácné 100 až 200 m. Dosahujú 1—5 m mocnosť, pričom zistená nižšie opisovaná sulfidická a rádioaktívna mineralizácia zaberá len menšiu časť tejto mocnosti (Rojkovič — Novotný, 1981). Tvoria ich svetlozelené, zriedkavo svetlosivé jemnozrnné pieskovce a aleurolity. V pieskovcoch je hojný muskovit (sericit) plošne usporiadaný podľa zvrstvenia, ktoré je v sledovanej oblasti rôznorodé (paralelné, zvlnené, šikmé, krížové). Typická je syngedimentárna pyritizácia v rozptýlenej forme, a to i vtedy, keď chýba iné sulfidické zrudnenie. V nadloží i podloží mineralizovaných horizontov prevládajú fialové aleurolity nad zelenými, pričom pieskovce sú vo vrstvách zastúpené len v menšej miere (obr. 3).

Sulfidickú mineralizáciu horizontov predstavuje v prvom rade hojná pyritizácia v podobe samostatných vtrúsených nepravidelných zrníčok aj drobných kryštálikov, nepravidelných hniezd a zhlukov pyritu syngedimentárneho pôvodu. Miestami možno pozorovať aj vytváranie polôh pyritového agregátu s mocnosťou do 1 cm, paralelného s vrstvitosťou horniny. V uvedených horizontoch sa vyskytujú väčšie zhluky, žilky a vtrúseniny kremeňovo-dolomitovo-sulfidickej (chalkopyrit, pyrit, tennantit, drobné žilôčky a akcesorické zrníčka galenitu, sfaleritu a bornitu) mineralizácie. Jej najväčšia koncentrácia je v miestach úlomkov silicifikovaného organického zvyšku. Pretože táto mineralizácia zatláča organický zvyšok a preniká cez neho, treba ju považovať za mladší produkt hydrotermálnej aktivity, a to buď premigrova-

* V ostatnom čase L. Novotný vyčlenil aj horizont spodných Cu(U) pieskovcov, ktorý sa nachádza v pieskovcových vrstvách knolského súvrstvia spodného permu.



Obr. 2. Pozícia horizontov Cu(U) pieskovcov v schematizovanej litostratigrafickej kolónke permu v okolí Novoveskej Huty (zostavil Novotný). 1 — fialový pieskovec a aleurolit, 2 — zelený a fialový aleurolit, 3 — breccia hallitu, 4 — anhydrit a sadrovec v tenkých polohách a sčasti premigrovaný, 5 — anhydrit a sadrovec, 6 — fialový a zelený jemnozrnný a hrubozrnný drobový pieskovec, 7 — zelený pieskovec s minerálmi Cu a U, 8 — polymiktný zlepenec strážanského typu, 9 — fialový aleurolit, 10 — polymiktný zlepenec rybnického typu, 11 — tufit, tuf, vulkanicko-sedimentárna breccia (1. rudná poloha), 12 — acidné vulkanity (ryolit), 13 — fialový drobový pieskovec a polymiktný zlepenec, 14 — zelený aleurolit, pieskovec a zlepenec s tufogénnou zložkou, 15 — pestré zmenené vulkanoklastiká in-

termediárnych vulkanitov (2. rudná poloha), 16 — zmenené intermediárne vulkanity, 17 — zelený aleurolit a pieskovec s tufogénnou zložkou (3. rudná poloha), 18 — bazálny zlepenec petrovohorského súvrstvia, 19 — zmenené bazické vulkanity (bazalty), 20 — fialový a zelený pieskovec a aleurolit, 21 — pestrý polymiktný zlepenec (bazálny typ), 22 — metamorfné sedimenty a vulkanity dobšinskej a rakoveckej skupiny vcelku, 23 — výskyt študovanej flóry.

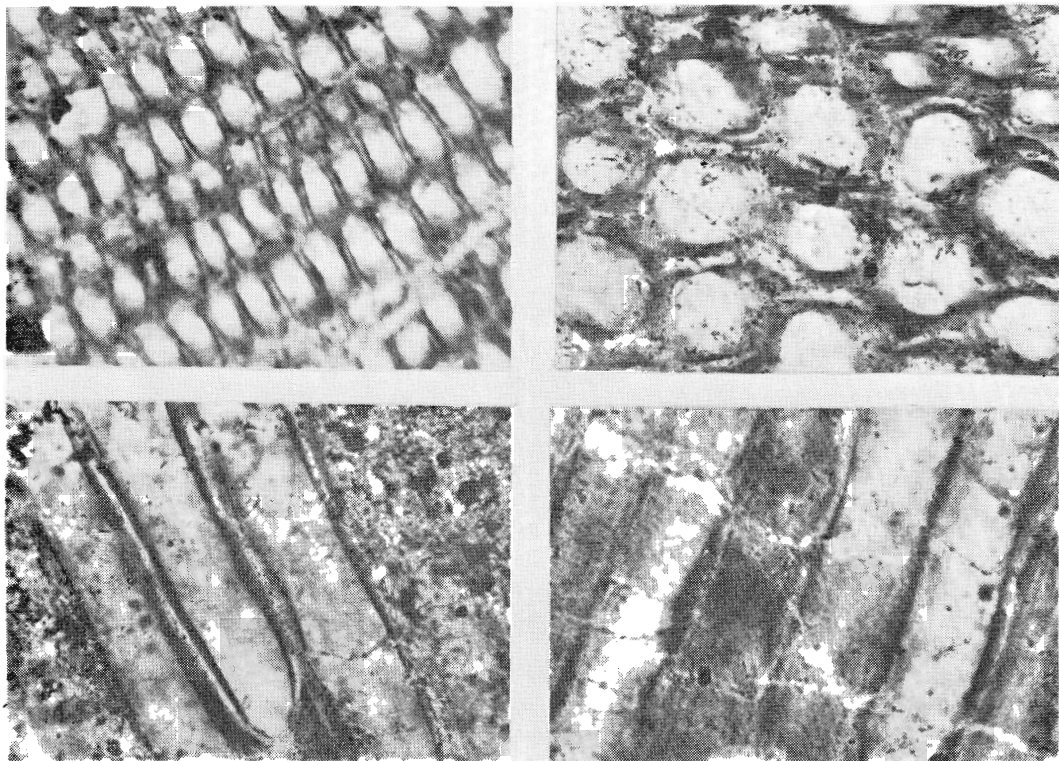
Fig. 2. Position of copper (uranium)-bearing sandstone levels in schematized lithostratigraphical column of Permian beds near Novoveská Huta (compiled by L. Novotný). 1 — violet sandstone and aleurolite, 2 — green and violet aleurolite, 3 — breccia of hallite, 4 — anhydrite and gypsum in thin seams, partly migrated, 5 — anhydrite and gypsum, 6 — violet and green fine- to coarse-grained lithic arenite, 7 — green sandstone with copper and uranium minerals, 8 — polymict conglomerate of Stráža type, 9 — violet aleurolite, 10 — polymict conglomerate of Rybník type, 11 — tuffite, tuff, volcano-sedimentary breccia (1st ore level), 12 — acidic metavolcanite (rhyolite), 13 — violet lithic arenite and polymict conglomerate, 14 — green aleurolite, sandstone and conglomerate with volcanogenous admixture, 15 — variegated volcanoclastics of intermediate composition, altered (2nd ore level), 16 — metavolcanite of intermediate composition, 17 — green aleurolite and sandstone with volcanogenous admixture (3rd ore level), 18 — basal conglomerate of the Petrova Hora Formation, 19 — basic metavolcanite (basalt), 20 — violet and green sandstone and aleurolite, 21 — variegated polymict conglomerate (basal type), 22 — metamorphosed sediments and volcanites of the Dobšín and Rakovec Groups, undivided, 23 — floristic remnant occurrences

ním látok vo vlastnom horizonte vrchných Cu(U) pieskovcov po silicifikácii organických zvyškov, alebo pri mladších hydrotermálnych procesoch, ktorými vznikali v študovanej oblasti ekonomicky významné hydrotermálne dolomitovo-kremeňovo-sulfidické žily (obr. 4).

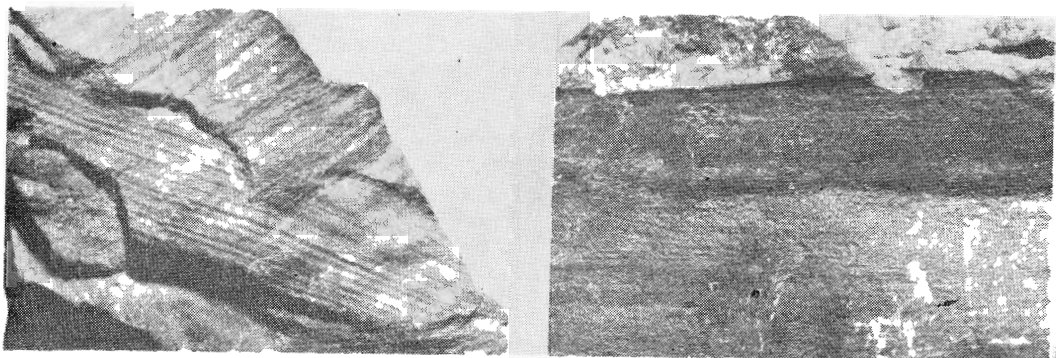
Veľmi zriedkavú rádioaktívnu mineralizáciu predstavujú ojedinelé nepravidelne obmedzené alotriomorfné zrníčka branneritu (urán-titanátu), rozptýlené v pyritizovanej hornine, zriedkavo vytvárajúce

prúžky paralelné s agregátmi pyritu, ako aj ojedinele sa vyskytujúce zrníčka kolo-morfného nasturánu v dolomitovo-sulfidickom agregáte. Ani pomocou elektrónového mikroanalýzátora sa okrem silicifikácie nezistila väzba uránovej mineralizácie na silicifikovanú organickú hmotu zvyšku rastlinného tela.

Pri identifikácii organických zvyškov vo vrtnom jadre sme zistili, že ide o zvyšky prekremenenej osi kmeňa rodu *Dadoxylon* (obr. 5). Žiaľ, z materiálu, v ktorom sa



Obr. 5. Priečne a pozdĺžne rezy osou kmeňa *Dadoxylon schrollianum* Goep. Lok. Novoveská Huta, vrt 864, hĺbka 123 m. Výbrus, zv. 260 $\times$, obr. vľavo hore zv. 100 $\times$
 Fig. 5. Transversal and longitudinal section of *Dadoxylon schrollianum* Goep. trunk. Novoveská Huta locality, drilling No 864, 123 m depth. Thin section, magn. $\times 260$, left upper picture magn. $\times 100$



Obr. 6. Odtlačky časti listov *Cordaitea borassifolius* Stenberg. Lok. Novoveská Huta-Rybník, zv. 1,5 $\times$
 Fig. 6. Leaf imprints of *Cordaitea borassifolius* Stenberg. Novoveská Huta, locality Rybník, magn. $\times 1,5$

tieto zvyšky našli, bolo možné získať len priečny a čiastočne tangenciálny, resp. radiálny rez. Na týchto rezoch však nevidieť zhrubnutiny ani stenčieniny, preto ich bližšie určiť nemožno. Nepochybne však sú to rastliny, ktoré patria k nahosemenným vrchnopaleozoickým rastlinám zo skupiny Cordaitopsida. Podobné výbrusy z prekremených kmeňov uvádza P. Greguss (1961) z permu južného Maďarska (Bakonya). Na základe orientovaných rezov konštatuje, že ide o *Dadoxylon schrollianum* Goepf.

Okrem výbrusového materiálu z vrtného jadra z vrtu 864 sa vo vzorkách zberu E. Felbera z r. 1980 našli odtlačky neúplných, pomerne širokých listov, ktorých žilnatina je podobná druhu *Cordaites borassifolius* Stenberg (striedanie silnejších a tenších žiliek). Formy týchto listov sú rozšírené hlavne vo vrchnom karbone a v permu. Odtlačky pochádzajú z prvej polohy strážanských zlepenecov 0,8 km na JJV od lokality Rybník (západne od Novoveskej Hute) v záreze lesnej cesty medzi štôlnami č. 30 a 35 v nadmorskej výške 775 m.

Obidva nálezy zvyškov rastlín svedčia jednak o vrchnopaleozoickom veku, a jed-

nak o blízkosti súše, ktorá sa nachádzala v okolí sedimentačnej panvy, z ktorej študované vzorky hornín pochádzajú. Žiaľ, pre malý počet a neúplnosť nálezov sa nájdenú flóru nepodarilo podrobnejšie identifikovať. Musíme sa zatiaľ uspokojiť s konštatovaním, že ide o prvý nález suchozemskej flóry zo študovanej oblasti permu severného gemerika.

Literatúra

- Greguss, P. 1961: Permische fossile Hölzer aus Ungarn. *Paleontographica Abt. B*, 109, (Stuttgart), s. 131—146.
- Macko, J. — Ondrejko, K. 1964: Rudné výskyty v permoverfene severného pruhu Spišsko-gemerského rudohoria (Cu-pieskovce). *Správy geol. Výsk. v roku 1964*, 2, (Bratislava), s. 41—43.
- Novotný, L. — Mihál, F. 1982: Správa o výskumných prácach na ložisku Novoveská Huta v severogemerickom permu. *Manuskript — archív UP, závod IX, Spišská Nová Ves*. 296 s.
- Novotný, L. — Rojko, I. 1979: Uránové zrudnenie v Západných Karpatoch. In: Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Zv. I B. Bratislava, GÚDŠ, s. 327—347.
- Rojko, I. — Novotný, L. 1981: Geologická stavba a uránové zrudnenie pri Novoveskej Hute. In: Zbor. IV. slov. geol. konferencie, Bratislava, s. 228—240.

Findings of organic remnants in Upper Permian beds near Novoveská Huta (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

In the course of detailed mineralogical and petrographical study of samples from drilling No 864 realized on Grétla locality near Novoveská Huta village, fragments of silicified organic remnants have been found in samples coming from 123 m depth of the drilling. These fragments occur in greenish and grey pyritized sandstone with carbonate, quartz and sulphidic (chalcopyrite, pyrite, tennantite, galenite, sphalerite and bornite) veinlets and disseminations. Organic remnants were identified as silicified trunk fragments of genus *Dadoxylon* (most probably *Dadoxylon schrollianum* Goepf., fig. 5).

Incomplete plant imprints have been identified also in Stráža conglomerate member of the North Gemeric Permian. These remnants represent relatively broad leaves resembling, by nervure, the species *Cordaites borassifolius* Stnbg. The sample was taken in the forest-road cut between adits No 30 and 35 in 775 m altitude SSE from Rybník locality (westernly from Novoveská Huta village) and comes from the collection of E. Felber (fig. 6).

Both plant remnant findings point to Late Paleozoic age of sediments and represent the first occurrence of land flora from Permian beds of the North Gemeric zone.

Aplikácia palinológie v hydrogeochémii

STANO RAPANT, EVA PLANDEROVÁ, DUŠAN BODIŠ

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

Doručené 11. 2. 1985

Апликация палинологии в гидрогеохимии

В большинстве случаев химический состав вод не отвечает известной породной среде в которой происходит их циркуляция. Для определения происхождения таких вод авторы предлагают использовать палинологическое исследование. В работе приведены результаты палинологических исследований, которые были осуществлены на двух месторождениях минеральных вод.

Use of palynology in hydrogeochemical research

In many cases the chemical composition of groundwaters is not corresponding to the known rock environment of their circulation. In the interpretation of genesis of such waters we propose to use palynological investigations. In the contribution the results of palynological investigation, carried out at two localities of mineral waters, are presented.

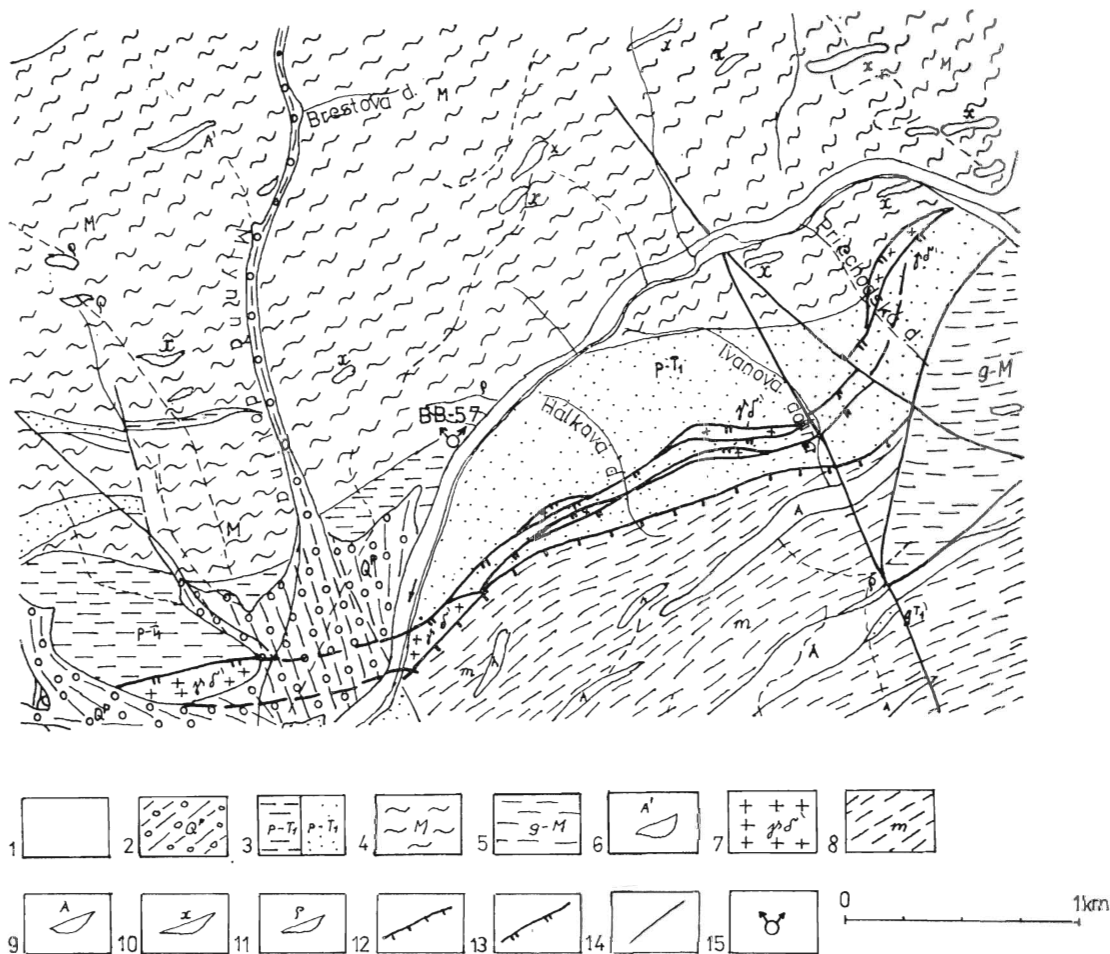
Pri hydrogeochemickom výskume sa ne-zriedka stretávame s podzemnou vodou, ktorej chemické zloženie nezodpovedá horninového prostrediu jej obehu a bežne používané metódy hydrogeologickej a hydrogeochemickej interpretácie nestačia vyriešiť otázku jej genézy. Jednou z možností, ako objasniť pôvod obsahu niektorých sporných iónov v podzemnej vode, je palinologické určenie a vyhodnotenie sporomorfov vynášaných podzemnou vodou z hlbších horizontov. Presné geologické zloženie týchto horizontov nie je vždy známe. Interakciou voda — hornina narušuje podzemná voda okolné horninové prostredie a okrem prechodu látok sa môžu do cirkulujúcej podzemnej vody vy-

plavovať aj prítomné sporomorfy, resp. sporomorfy nachádzajúce sa v zasiaknutých reliktných marinogénnych vodách z rôznych geologických období.

V príspevku predkladáme výsledky palinologického výskumu dvoch vzoriek minerálnych vôd, ktorých chemické zloženie nezodpovedá známemu geologickému prostrediu ich obehu.

Stručná hydrogeochemická charakteristika skúmaných vôd

Skúmali sme prameň minerálnej vody Dolná Kyslá v Mýte pod Ďumbierom (reg. č. BB-57), ktorý sa nachádza pri autobusovej zastávke Kyslá pri hlavnej ceste



Obr. 1. Geologická situácia okolia minerálneho prameňa Horná Kyslá (BB-57) v Mýte pod Ďumbierom (podľa Klinca — Bieleho, 1976). 1—2 kvartér: 1 — holocén, 2 — pleistocén; 3 — obal: perm — spodný trias — metaarkózy, metaaroby, porfyrity až porfyritydy; 4—6 — kryštalínium: 4 — biotitické migmatity, 5 — biotitické pararuly až paralelne prúžkované migmatity, 6 — amfibolity; 7 — kráľovoľský komplex: drobné až stredne zrnité biotitické granodiority; 8—9 — hronský komplex: 8 — svory — ruly, 9 — amfibolity; 10—11 — mladé — intruzívne (?) horniny: 10 — lamprofýry, 11 — pegmatity — aplity; 12 — tektonické hranice príkrovového charakteru; 13 — tektonická línia bez bližšieho určenia charakteru; 14 — zlomy; 15 — prameň minerálnej vody

Fig. 1. Geological situation around the mineral water spring Horná Kyslá (BB-57) in Mýto pod Ďumbierom (after Klinec — Biely, 1976). 1—2 — Quarternary: 1 — Holocene, 2 — Pleistocene, 3 — cover sequences: Permian to Lower Triassic, meta-arcose, metagreywacke, porphyroide, porphyritoides, 4—6 — crystalline: 4 — biotite migmatite, 5 — biotite paragneiss to parallel laminated migmatite, 6 — amphibolite, 7 — Kráľovoľský Complex: fine and medium-grained biotite granodiorite, 8—9 — Hron Complex: 8 — mica-schist to gneiss, 9 — amphibolite, 10—11 — young intrusive (?) rock: 10 — lamprophyre, 11 — pegmatite and aplite, 12 — tectonic boundary of nappe character, 13 — tectonic boundary without closer determined character, 14 — fault, 15 — mineral water spring

TAB. 1
Základná hydrogeochemická charakteristika
Main hydrogeochemical characteristic

Lokalita	Dátum odberu	TH ₂ O	pH	CO ₂	M	Cl ⁻	S ₁ (Cl)	A ₁	A ₂	HCO ₃ /Cl
BB-57	10. 1. 1980	6,0	6,0	2145,3	2344,1	387,47	34,85	40,6	19,65	1,73
KV-3	27. 2. 1983	22,8	8,3	0	4177,9	313,0	78,89	0	1,03	0,007

Teplota vody v °C, mineralizácia a jej komponenty v mg.l⁻¹, Palmerove charakteristiky v mval ‰, HCO₃/Cl počítaný z milivalových hodnôt. Vzorky odobral a analyzoval K. Lopašovský, GÚDŠ

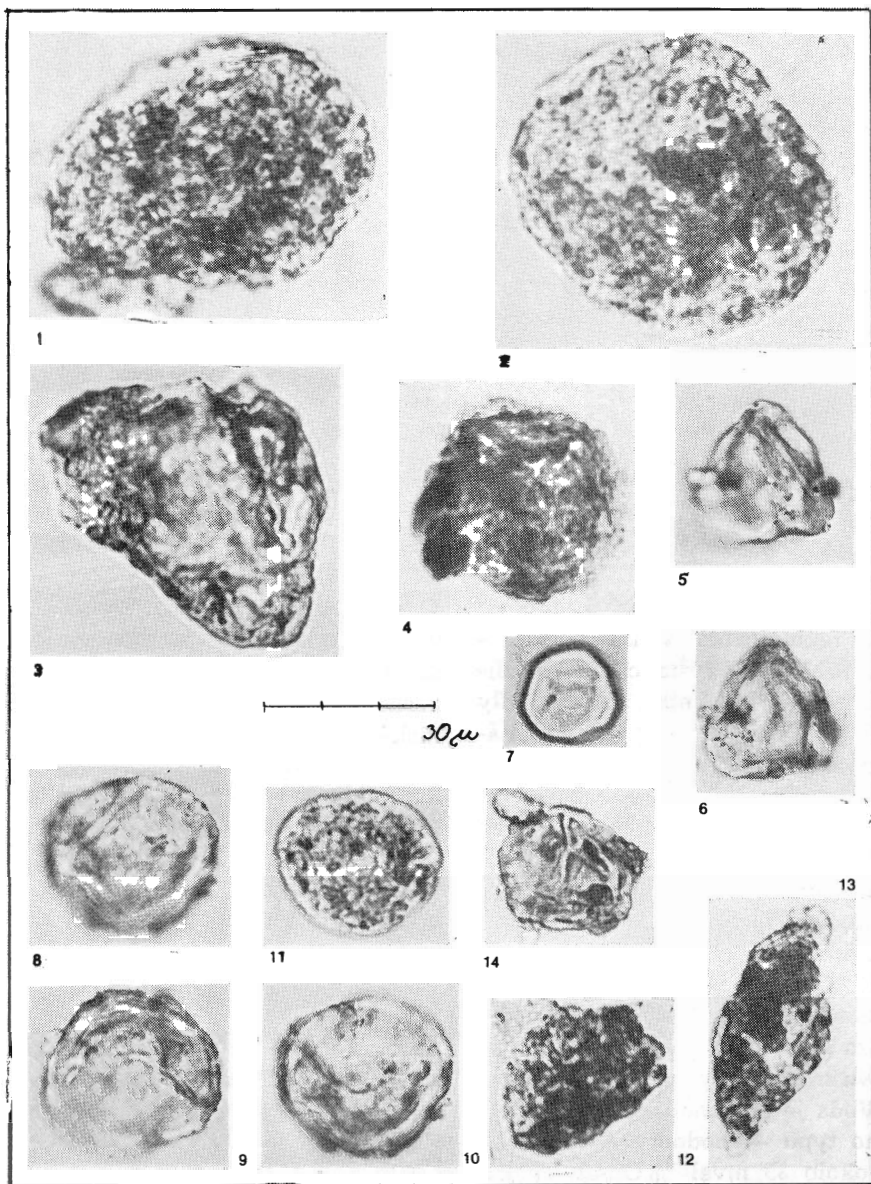
z Mýta pod Ďumbierom na Čertovicu, a vodu z vrtu KV-3 700 m južne od železničnej stanice Rochovce, približne 20 km ZJZ od Rožňavy.

Minerálna voda BB-57 (obr. 1, tab. 1) vyviera v tektonickom styku permsko-triasových bridlic s kryštalicými bridlicami tatridného kryštalinika (hlavne ruly a migmatity) prekrytom aluviálnymi náplavami potoka Štiavnička. Hodnota jej celkovej mineralizácie je od 2,12 g.l⁻¹ do 2,72 g.l⁻¹ a obsah voľného CO₂ od 1,96 g.l⁻¹ do 2,28 g.l⁻¹ (podľa režimných pozorovaní oddelenia hydrogeochemie GÚDŠ, január 1978 až január 1980 s mesačným intervalom odberov). Z režimných pozorovaní ďalej vyplýva, že sa znižuje celková mineralizácia a obsah voľného CO₂ a súčasne sa zvyšuje výdatnosť v závislosti od množstva zrážok, resp. po jarnom topení snehu. Voda je prechodného A₁ — S₁ (Cl) chemického typu — hodnoty A₁ a S₁ (Cl) prevažne okolo 35 mval ‰. Obsah chloridových iónov je v rozmedzí 303,81—433,2 mg.l⁻¹, s najčastejším výskytom okolo 400 mg.l⁻¹. V typických silikátogénnych minerálnych vodách kryštalinika Západných Karpát je obsah chloridov takmer vždy nižší ako 10 mg.l⁻¹. Z genetického hľadiska (Gazda, 1971) ide o silikátogénnu vodu s anomálne zvýšeným podielom Na⁺,

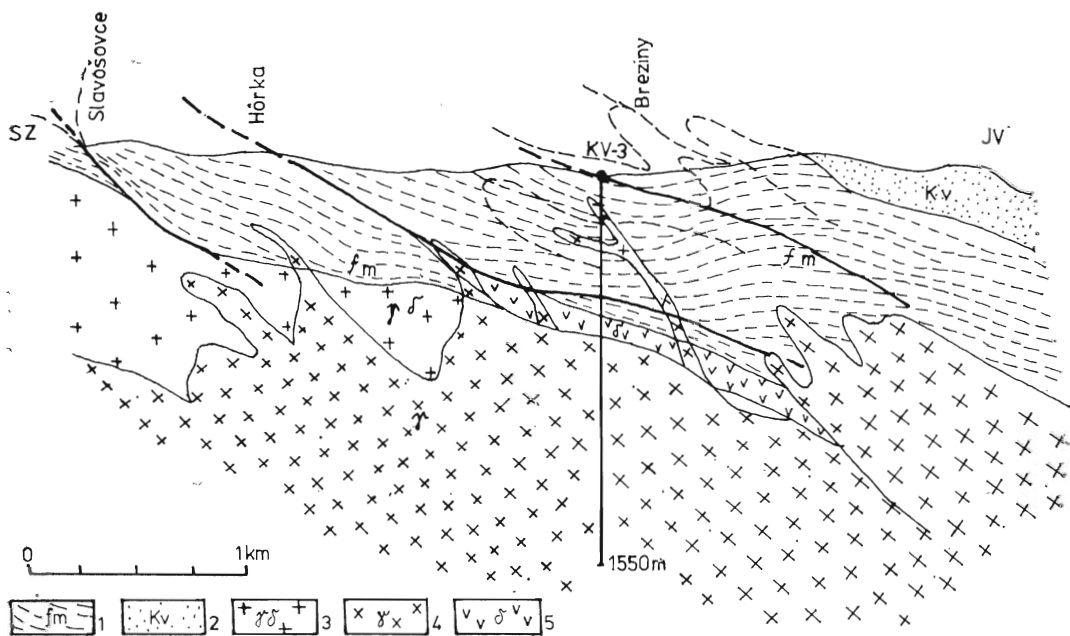
K⁺ a Cl⁻ iónov, ktorých pôvod, hlavne v prípade chloridových iónov, však nemožno hľadať v okolných geologických útvaroch.

Podzemná voda zistená vrtom KV-3 v Rochovciach (obr. 2, tab. 1) je viazaná hlavne na prechodnú zónu z granitov do bázik a na diagonálne a vertikálne tektonické poruchy v granitoch v hĺbke 701,5—963 m. Veľmi nepatrnú výdatnosť majú iba lokálne prítoky vody vo fylitoch, ktoré miestami výplach slabo zriedzovali. Celkovo však komplex fylitov pôsobí ako nepriepustný strop pre puklinové podzemné vody podložného bázika a granitového komplexu (Hanzel, in Klinec et al., 1979). Hodnoty celkovej mineralizácie podzemnej vody z vrtu KV-3 sú podľa nesystematických pozorovaní od 4,18 g.l⁻¹ do 4,47 g.l⁻¹ (tab. 1). Je to voda základného, výrazného nátriovo-chloridového typu s hodnotami S₁(Cl) okolo 80 mval ‰. Vo vzťahu k horninovému prostrediu, v ktorom sa overila (granity, bázika a metamorfity), sa javí svojim chemickým zložením ako zvláštnosť a pôvod vysokého obsahu Cl⁻, Na⁺ a K⁺ iónov nemožno v žiadnom prípade hľadať v interakcii voda — hornina v okolnom horninovom prostredí.

Z uvedeného je zrejmé, že chemické



Tabula I. BB-57 — Mýto pod Ďumbierom. 1 — *Potonieisporites* sp. (stefan — spodný perm), 2 — *Leconiella* sp. (spodná stredná jura), 3 — *Trilobosporites crassiangulus* Döring (spodná jura), 4 — *Corrusporis* sp. (spodný — stredný miocén), 5–6 — *Myricipites bituitus* Nagy (spodný — stredný miocén), 7 — *Graminidites* sp. (recent), 8 — *Carpinuspollenites carpinoides* Nagy (miocén), 9–10 — *Juglan spollenites verus* Nagy (miocén), 11 — *Chenopodipollenites multiplex* Kr. (miocén), 12 — *Myricipites* sp. terciér, 13 — *Liriodendron* sp. (miocén)



Obr. 2. Geologický profil vrtu KV-3 (podľa Klinca, 1979). 1 — fylity — svory, 2 — metaarkózy, 3 — biotitické granodiority, 4 — rochovské granity, 5 — metabazity
 Fig. 2. Geological profile across the KV-3 drilling (after A. Klinec, 1979). 1 — phyllite to mica-schist, 2 — metaarkose, 3 — biotite granodiorite, 4 — Rochovce granite, 5 — metabasite

zloženie a otázku genézy týchto minerálnych vôd nemožno riešiť bežne zaužívanými hydrogeochemickými metódami a nemožno ich vysvetliť interakciami voda — hornina v korelácii so známymi geologickými poznatkami uvedených oblastí. Jedným z ďalších možných riešení je získanie a palinologické vyhodnotenie sporomorf vynášaných týmito vodami.

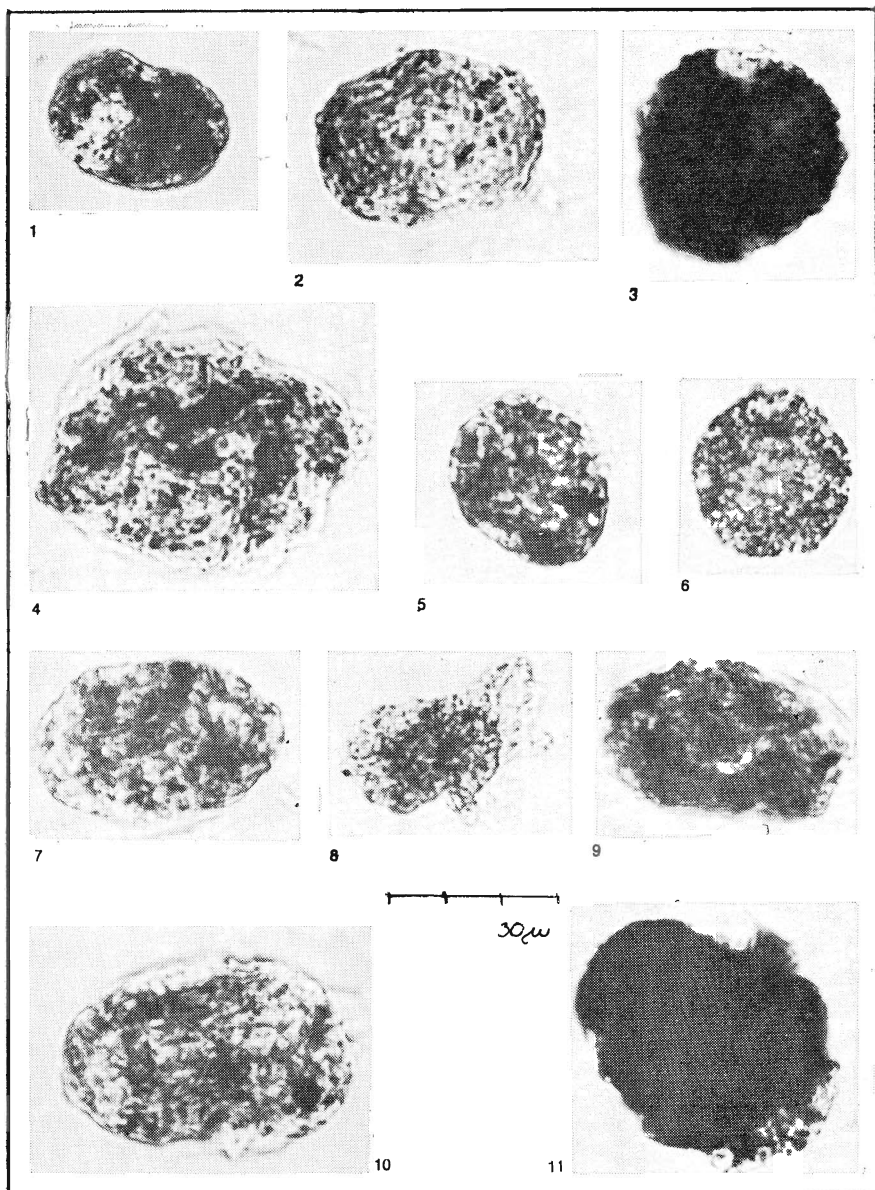
Odber vzoriek vôd a príprava palinologických preparátov

Na získanie pozitívnych vzoriek palinomorf sme odobrali z každého zdroja dvakrát po 100 l vody. Vzorky podzemných vôd boli pri odbere zafixované 0,5 l HCl, aby sa po narušení rovnováhy látky v roztoku nezrážali, čo by prekážalo v ďalšom pracovnom postupe. Pri odbere, počas transportu a počas samotnej filtrácie sa zachovala sterilita prostredia. Filtrácia sa urobila po prevoze vzoriek vôd do laboratória membránovými filtrami značky Synpor s rozmerom pórov

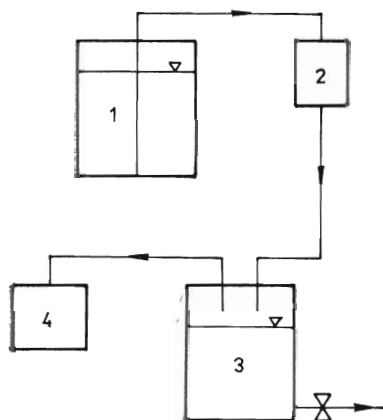
0,85 μm . Filtračná aparatúra (obr. 3) pozostávala zo samotného filtračného zariadenia (membránový filtračný prístroj značky Millipor), ktoré bolo napojené na rotačnú vývev, ktorá vytvárala podtlak v zbernej nádobe. Celý tento systém bol napojený na balón so vzorkou filtrovanej vody. Organický zostatok bol z filtra zmytý redestilovanou vodou a po odstredení sa urobili trvalé preparáty (Lednárová, GÚDŠJ) bežným spôsobom používaným v palinologickej praxi.

Palinologické vyhodnotenie

Pelovou analýzou sme z vôd v uvedených lokalitách získali niekoľko vekovo odlišných asociácií sporomorf so zachovanou relatívne bohatou mikroflórou. Všetky sporomorfy sa zachovali v takom stave, ako ich poznáme zo sedimentov. Zistené asociácie sa dali dobre určiť a vekovo spoľahlivo zaradiť do širších vekových období.



Tabuľa II. BB-57 — Mýto pod Ďumbierom. 1 — *Klausipollenites* sp. (perm), 2 — *Costatisulcites ovatus* Schulz (trias), 3 — *Cymatiosphaera* sp. (paleozoikum), 4 — *Ovalipollis* sp. (trias), 5 — *Thymospora thiesseii* Alp. (stefan), 6 — *Maratiopsis scabratus* Couper (rét — lias), 7 — *Florinites luberae* Inos. (stefan), 8 — *Hymenozonotriletes* sp. (devón), 9 — *Brachyphyllum scotti* Harris (rét — lias), 10 — *Triadispora crassa* Klaus (spodný — stredný trias), 11 — *Triadispora* (trias)



Obr. 3. Schéma aparatury na získavanie palinomorf z vôd, 1 — zásobník so vzorkou, 2 — membránový filter, 3 — zberná nádoba, 4 — rotačná výveva

Fig. 3. Scheme of device used for gaining palynomorpha from waters. 1 — reservoir with water, 2 — membrane filter, 3 — collecting tank (receiver), 4 — rotary air pump

Minerálna voda BB-57 v Mýte pod Ďumbierom (tabuľa I, II)

Najstaršie spóry boli zo staršieho paleozoika, a to druhy rodov *Cymaliosphaera* cf. *canademis* a *Hymezonatriletes* sp., obe z devónu. Trilétna pseudosakátna spóra bola veľmi zachovaná. Planktón bol mierne prekrytý grafitickým nánosom.

Z mladšieho paleozoika boli spóry zo stefanu — spodného permu takéhoto druhového zloženia: *Thymospora thiesseii* zo stefanu C-D, *Potoniesporites* sp. zo stefanu B až spodného permu, *Cordaitales* sp. z permu a *Karpatisporites* sp. z permu.

Zo spodného až stredného triasu boli druhy *Triadispora crassa*, *Ovapollis* sp. a iné druhy rodu *Triadispora* sp.

Ďalšie asociácie sa zistili z rétu až spodnej jury, a to: *Uvaesporites* sp., *Chasmatosporites apertus* z liasu, *Brachyphyllum scotti* z rétu až liasu, *Densporites* sp. zo spodnej jury, *Sporopollenites flavus* zo spodnej jury, *Marattiopsis scabratus* z rétu

až liasu, *Leconella* sp. zo spodnej až strednej jury a *Trilobosporites crassiangulatus* zo spodnej jury.

Najmladšie mikrofloristické asociácie sú z miocénu, prípadne niektoré s rozpätím paleogén — vrchný miocén. Majú takéto druhové zloženie: *Carpinuspollenites* sp. zo stredného miocénu, *Chenopodipollenites* sp. a *Chenopodipollenites multiplex* z vrchného miocénu, *Myricipites bituitus* s vekovým rozpätím paleogén — stredný miocén, *Liriodendron* sp. zo stredného až vrchného miocénu, *Momipites punctatus* zo spodného až stredného miocénu, rôzne druhy rodu *Triatriopollenites* hlavne zo stredného miocénu, *Juglanspollenites verus* zo stredného až vrchného miocénu, *Alnipollenites verus* z miocénu, *Corrusporis* sp. hlavne zo spodného a stredného miocénu, *Myricipites rurensis* hlavne zo spodného a stredného miocénu, *Graminidetes* sp. z miocénu a spóry húb.

Sporomorfy neogénu boli veľmi dobre zachované, bez náznaku korózie.

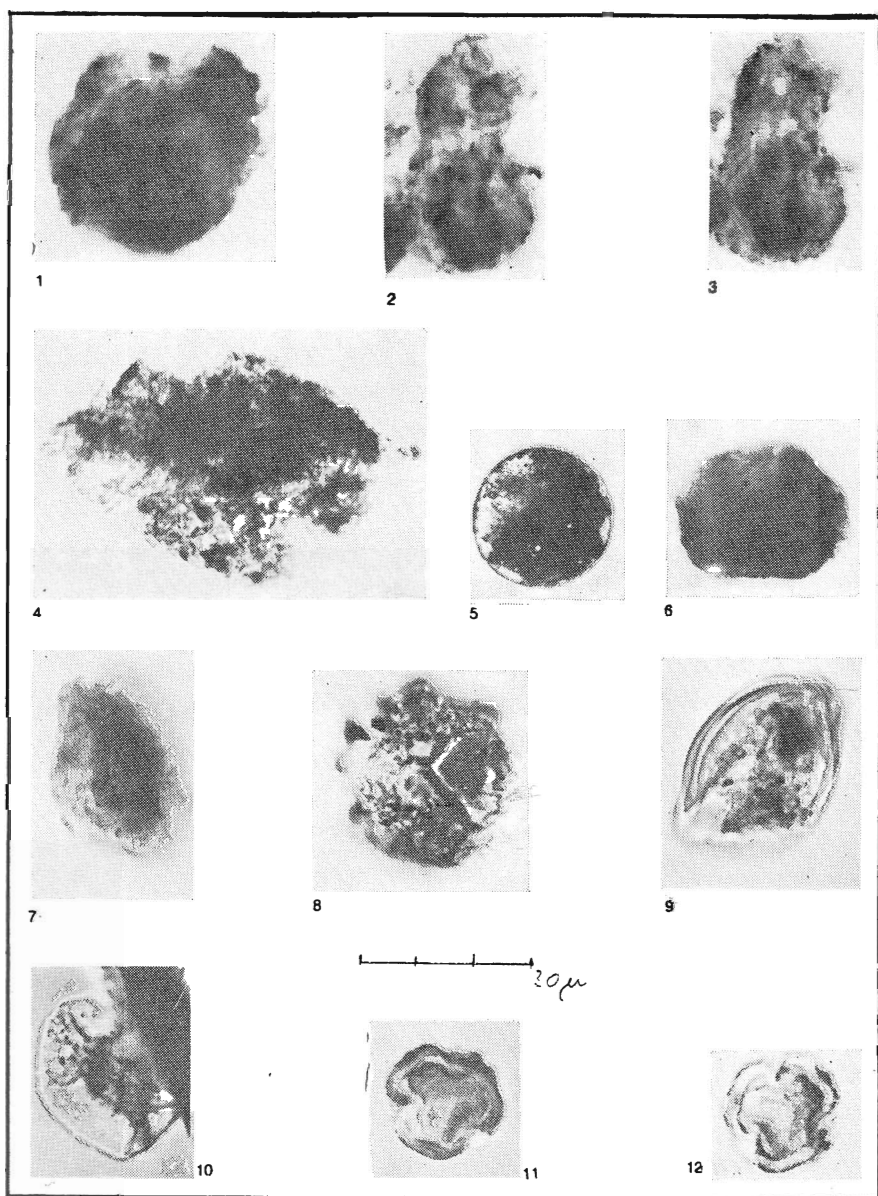
Minerálna voda z vrtu KV-3 v Rochovciach (tabuľa III)

Najstaršie palinomorfy boli staropaleozoické (spodný stredný devón), a to: druh *Cymatiosphaera canadensis*, *Geminospora* sp. a zo spodného devónu, *Myrrhystridium* sp., *Quadrisporites granulatus* a *Hymenozonotriletes* sp.

Z mladšieho paleozoika (stefan — spodný perm) spóry *Gnetaceaepollenites* sp. a *Monosulites minimus*.

Najmladšie palinomorfy sú z miocénu, a to: *Rhamnaceae* sp., *Trilites* sp., *Leiotriletes wolfei*, *Nympheaceae* sp. a *Graminae* sp.

Zachovanosť paleozoických palinomorf bola podobná ako vo fylitoch z vrtu KV-3 (Planderová, in Klinec et al., 1979). Vrchnokarbónske a miocénne sporomorfy sú zachované bez známky korózie.



Tabuľa III. KV-3 — Rochovce. 1 — *Geminospora* sp. A. (silúr — devón), 2—3 — *Gnetaceapollenites* sp. (stefan — spodný perm), 4 — *Hymenozonotriletes* sp. (devón), 5 — *Sporonites viosus* (Horst.) Dyb. Jach. (karbón), 6 — *Cymatosphaera* cf. *oznadensis* (Deuff. devón), 7 — *Monosulcites* sp. (karbón — perm), 8 — *Retusotriletes* sp. (devón), 9 — *Leiotriletes wolffi* W. Kr. (miocén), 10 — *Nymphaeaceae* sp. (miocén), 11—12 — *Rhamnaceae* sp. (miocén)

Záver

Dosiahnuté výsledky potvrdili, že je možné získať palinomorfy aj z kvapalnej fázy, a teda, že podzemná voda palinomorfy vymýva, transportuje a vynáša na povrch. Získané palinomorfy poukazujú teda na horninové prostredie, ktorým voda prestupuje. Keď mineralogicko-petrografický charakter známeho horninového prostredia nezodpovedá chemickému zloženiu vôd, môžu sporomorfy získané z vôd, podložené výsledkami hydrogeologického, hydrogeochemického a izotopového výskumu, naznačovať prítomnosť geologických útvarov, ktoré nevystupujú na povrch.

Navrhovaná metodika môže pomôcť vyriešiť niektoré sporné otázky nielen z hľadiska hydrogeochemie, ale aj z hľadiska geologickej stavby, príp. paleogeografie. Po podrobnom preskúmaní izotopových pomerov jednotlivých lokalít bude možné odpovedať na základnú otázku: Možno určené sporomorfy a anomálny obsah jednotlivých iónov vo vodách spájať s procesom vymývania z hornín, ktoré v danej oblasti nevystupujú na povrch (pravde-

podobne v prípade minerálnej vody BB-57 v Mýte pod Ďumbierom), alebo ich možno spájať so zasiaknutou, resp. premigrovanou marinogénnou vodou (pravdepodobne v prípade minerálnej vody z vrtu KV-3 v Rochovciach)?

V oboch prípadoch skúmaných minerálnych vôd sa palinologickou analýzou z vôd určili neogénne, a to hlavne spodno až strednomiocénne asociácie sporomorf, čo je v značnom nesúlade so súčasnými poznatkami o geologickej stavbe skúmaných území.

Vo vzťahu ku genéze skúmaných minerálnych vôd možno na základe dosiahnutých výsledkov predpokladať marinogénny pôvod S_1 (Cl) zložky, o čom svedčí aj zvýšený obsah jódu a brómu.

Literatúra

- Gazda, S. 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. *Hydrogeologická ročenka 1970—1971. Bratislava*, s. 122—126.
- Klincec, A. — Biely, A. et al., 1976: Geologický výskum veporidného kryštalínika (list Mýto pod Ďumbierom). *Manuskript — Geofond Bratislava*, 50 s.
- Klincec, A. et al. 1979: Komplexné vyhodnotenie štruktúrneho vrtu KV-3 Rochovce. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 314 s.

Use of palynology in hydrogeochemical research

Investigating the genetic relations between some groundwaters, an obvious discrepancy appears frequently between the chemical composition of groundwater and the mineralogical, or petrographical, composition of the rock environment of their presumed circulation. One of further possibilities to deal with such problems and to contribute data in search for origin of some critical ions in the chemical composition of groundwater, is the evaluation of palynological assemblages carried by the groundwater to the surface.

Typical example for such groundwater type with unclear genetic relations is the mineral water spring Horná Kyslá in Mýto pod Ďumbierom village (BB-57), Low Tatra Mts., re-

lated mainly to gneissic and migmatite environment (fig. 1), and the mineral water flowing from the KV-3 drilling in Rochovce village, Slovak Ore Mts. related to granite, metamorphics and basic rocks (fig. 2). Higher proportions of the S_1 (Cl) component may not be explained by usual water/rock interaction of the surrounding rock environment (tab. 1).

In both cases, Sporomorpha assemblages have been gained by filtrating of 100 litres of water through a membrane filter (fig. 3). The organic remnant has been washed down from the filter using redistilled water and, after centrifugation, stable preparates were made by common methods used in palynological practice. Sporomorpha assemblages

indicating the following age groups were identified:

Mýto pod Ďumbierom village (BB-57, tab. I, II): a) Early Paleozoic (Devonian), b) Late Paleozoic (Stephanian to Lower Permian), c) Lower to Middle Triassic, d) Rhaetian to Lower Jurassic, e) Miocene.

Rochovce village (KV-3, tab. III): a) Early Paleozoic (Lower to Middle Devonian), b) Late Paleozoic (Upper Carboniferous to Lower

Permian), c) Miocene.

In both cases of mineral waters investigated, palynological analysis discovered Sporomorph assemblages of Neogene (Lower to Middle Miocene) age what is in sharp discrepancy with recent knowledge on the geological structure of areas in question.

The obtained data prove that the $S_1(Cl)$ component of both mineral waters is, by its origin, marinogenous.

RECENZIA

V. P. Petrov (red.): **Genetičeskije tipy, zakonomernosti razmeščeniya i prognoz mesto-roždenij brusita i magnezita.** 1. vyd., Moskva, Nauka, 1984. 318 s., 14 tab., 42 obr.

Nedávno vyšla monografia kolektívu autorov P. P. Smolina — A. I. Ševeleva — L. P. Urasinovej — A. P. Bojarkina — V. I. Kiseleva — V. E. Levického — M. A. Urasina, ktorá nesporne zaujme širokú geologickú verejnosť najmä originálnou koncepciou vzniku magnezitových ložísk.

Názory na genézu magnezitových ložísk sa dosiaľ dosť líšili. Recenzované dielo tieto rozdielne názory zjednocuje a prináša významné argumenty proti hydrotermálnej a hydrotermálno-metasomatickej teórii vzniku magnezitových ložísk. Hlavný prínos monografie nespočíva iba v novej koncepcii vzniku magnezitových ložísk, ale aj v tom, že objasňuje zákonitosti ich rozmiestnenia v čase a priestore.

Autori všestranne, z rôznych hľadísk (lokálnych, regionálnych i globálnych) rozpracovali sedimentogénny vznik magnezitu. Rozlišujú dva geneticky odlišné typy magnezitu: evaporitový typ a eukarbonátový typ.

Evaporitový typ vznikol vo vhodných geologických, štruktúrnych a klimatických pomeroch odparovaním z morskej vody. Vždy ho sprevádzala asociácia typických evaporitových minerálov (sířany, chloridy atď.).

Pre prax má veľký význam názor na vznik druhého — eukarbonátového typu magnezitu.

Za hlavný zdroj horčíka pre tento typ magnezitu považujú autori kôru vetrania bazických a ultrabázických hornín. Podľa toho, kde a za akých podmienok sa tvorili magnezitové ložiská, rozdeľujú ich na eulepigénne — vznikajúce priamo v kôre vetrania, epilepigénne — tvoriace sa v sedimentačných bazénoch na kontinente a synlepigénne alebo miogeosynklinálne — vznikajúce v sedimentačných bazénoch v mori. Synlepigénny typ magnezitu má najväčší praktický význam. Autori zaraďujú k tomuto typu okrem iných aj naše a rakúske magnezitové ložiská.

Z deviatich kapitol monografie sú tri zamerané na genézu, zákonitosti rozmiestnenia a prognózovania brucitu.

I keď v niektorých smeroch by sa žiadali dopĺňajúce štúdie (najmä detailnejšie objasnenie separátneho transportu Mg a Fe z kôry vetrania bazických a ultrabázických hornín do sedimentačných bazénov a vzájomného vzťahu sideritových a magnezitových ložísk), predsa autori urobili dôležitý krok k objasneniu genézy základných horečnatých surovín. Vychádzali z najnovších termochemických experimentálnych údajov, ale aj zo sedimentologicko-litológických poznatkov, získaných priamo v teréne. Priniesli úplne nové poznatky o rytmičnosti v magnezitových ložiskách.

Kniha môže byť užitočná nielen pre ložiskových geológov, ale i litológov, petrológov a regionálnych geológov.

Ján Turan — Lúdia Turanová

Altaít — nový telurid z ložiska Zlatá Baňa

RUDOLF ĎUĎA

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

Doručené 7. 2. 1985

Алтаит — новый телурид на месторождении Злата Баня (Восточная Словакия)

На полиметаллическом месторождении Злата Баня после гессита и Те-канфиелдита был определён следующий телурид — алтаит. Определён был оптически и при помощи электронного микроанализа. В алтаите были определены повышенные изоморфные примеси селена (до 3 %) и гетерогенные примеси меди (до 3,5 %) и серебра (до 2,5 %). составляющие в алтаите субмикроскопические инклюдии.

Altaite — a new telluride from the Zlatá Baňa deposit (Eastern Slovakia)

Another telluride — altaite has been found on the Zlatá Baňa polymetallic deposit after hessite and Te — canfieldite. It has been ascertained by both optical and electron probe microanalysis methods. Isomorphous mixtures of Se (to 3 %) and heterogenous mixtures of Cu (to 3,5 %) and Ag (to 2,5 %) have been ascertained in the altaite. They form submicroscopical inclusions in it.

Intenzívne geologickoprieskumné práce na polymetalickom ložisku Zlatá Baňa v severnej časti Slanských vrchov priniesli už doteraz viacero informácií o jeho minerálnom vývoji a zložení. Epigenetická mineralizácia v oblasti zlatobanského rudného poľa predstavuje rudný komplex časovo aj priestorovo spätý s vývojom intermediárneho subsekventného magmatizmu, zvlášť s intruzívnymi procesmi dioritových porfýritov (Kaličiak — Ďuďa, 1981). Rudná mineralizácia je rozčlenená do viacerých rudných formácií, z ktorých najvýznamnejšie uplatnenie má polymeta-

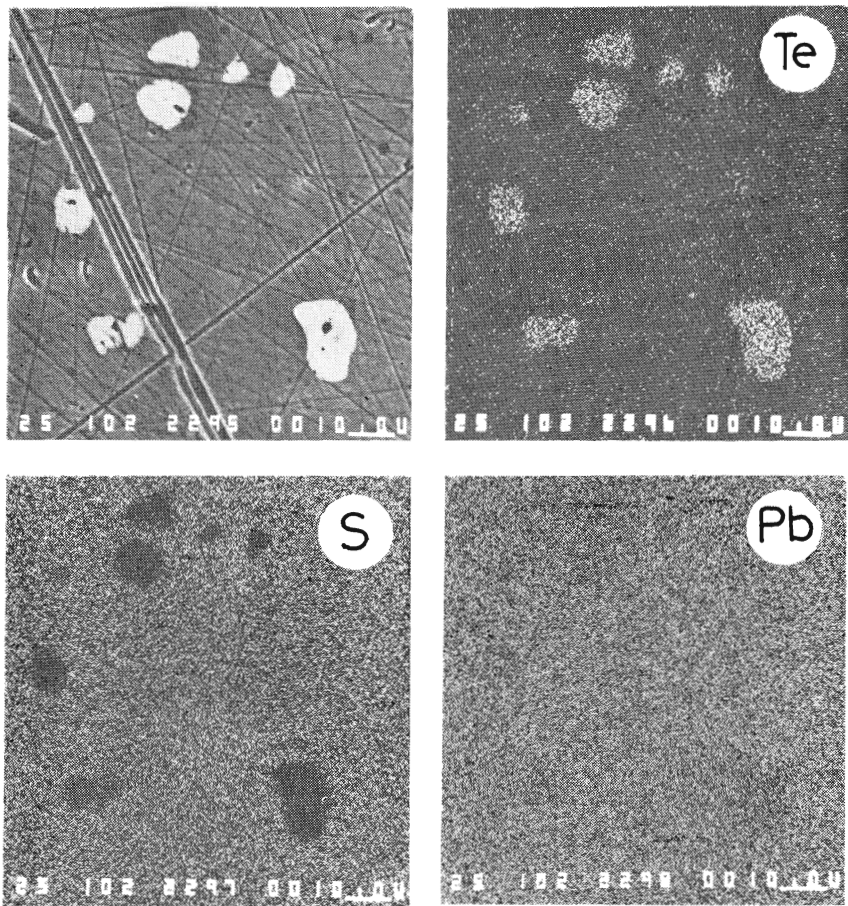
lická v centrálnej časti rudného poľa a ortuťová v periférnej časti. Celý vývoj rudnej mineralizácie má polyascendentný charakter.

Polymetalická formácia sa v rudnom poli vyvinula v troch morfoštruktúrnych typoch: žilníkovo-impregnačnom, brekciovitom a najvýznamnejšom žilníkovo-žilnom. Formáciu charakterizujú prvky Pb, Zn, Cu, Au, Ag. K nim treba podľa nových poznatkov priradiť aj Sb, Te a Se. Poukazuje na to zvýšený obsah Se v sulfidoch a prítomnosť minerálov teluru a Pb-Sb sulfosolí. V minulosti sa v ložisku

opísali niektoré teluridy, ako je hessit a neistý rickardit. Významnou mierou sa telur podieľa i na zložení canfielditu (tzv. Te-canfieldit, Ďudá — Krištín, 1978). Z Pb-Sb sulfosolí je tu zastúpený boulangerit, jamesonit, zinkenit, v sprievode antimonit a bournonit.

V ostatnom čase sa pri mikroskopickom štúdiu vzoriek z vrtu ZH-3 našli v polymetalickej žilke z hĺbky 677,9 m v galeni-

toch drobné inklúzie v ložisku doteraz neznámeho minerálu. Veľkosť inklúzií je maximálne 20 μm , preto ich ani pri najväčších zväčšeniach nebolo možné bližšie identifikovať. Minerál má v nábrusoch bielu farbu, vysokú odrazivosť (vyššiu ako galenit, v ktorom sa nachádza). Pri skrížených nikoloch nebolo možné jednoznačne určiť, či ide o minerál izotropný alebo anizotropný. Inklúzie v galenite majú



Obr. 1. Vrt ZH 3/677,9 m. Distribúcia prvkov v altaite. Zväčšené 1000 $\times$. 2295 — kompozícia, 2296 — distribúcia Te, 2297 — distribúcia S, 2298 — distribúcia Pb
Fig. 1 The ZH-3 borehole (677,9 m). Distribution of elements in altaite. Magn. $\times 1000$. 2295 — composition, 2296 — distribution of Te, 2297 — distribution of S, 2298 — distribution of Pb

charakteristický oválny tvar. Reliéf drobných zrníček bol nižší ako reliéf okolitého galenitu, čo poukazuje na nižšiu tvrdosť, ako má galenit.

Drobné inklúzie neznámeho minerálu študovali pomocou elektrónovej mikroanalýzy na pracovisku GÚDŠ v Bratislave (analytik Krištín). V odrazených elektrónoch sa zrníčka javili ako zreteľné svetlé škvrny, v ktorých sa pri veľkých zväčšeniach dali ojedinele pozorovať aj tmavšie fázy. Pretože veľkosť zŕn dosahovala maximálne 20 μm , nebolo možné vyhotoviť viac ako dve kvantitatívne analýzy, ktoré sa vzájomne iba málo líšia (tab. 1). Zastúpenie hlavných komponentov — Pb a Te je veľmi blízke altaitu, ktorého teoretické zloženie je Pb — 61,91 % a Te — 38,09 %. Kvantitatívnou analýzou sa v inklúziách zistil aj zvýšený obsah Se (od 1,5 do 3 %), Cu, Bi, Ag (od 2 do

2,5 %), Hg, Fe, Sb a S. Obsah Au a Sn bol veľmi nízky. O málo nižší obsah Pb a Te v altaite oproti teoretickému zloženiu spôsobila prítomnosť iných prvkov, či už izomorfného alebo heterogénneho charakteru. Vypočítaný pomer Pb : Te v teoretickom vzorci (1,625) je takmer totožný (1,642) alebo blízky (1,513) pomerom Pb : Te v altaite zo Zlatej Bane.

Vypočítaný kryštalochemický vzorec altaitov zo Zlatej Bane je:

- 1 — $(\text{Ag}_{0,07}\text{Cu}_{0,17}\text{Pb}_{0,081})_{1,05}(\text{Se}_{0,06}\text{Te}_{0,87})_{0,93}$
 2 — $(\text{Ag}_{0,07}\text{Cu}_{0,03}\text{Pb}_{0,84})_{0,94}(\text{Se}_{0,12}\text{S}_{0,03}\text{Te}_{0,84})_1$.

Výskyt altaitu v polymetalickom ložisku Zlatá Baňa je prvým výskytom na Slovensku. Nie vždy jednoznačne bol opísaný altait na niektorých lokalitách v Čechách (Jílové, Nový Knín, Sudovice, Zduchovice). Prítomnosť altaitu v polymetalickom ložisku Zlatá Baňa sa dala očakávať, pretože na rudotvornom procese, ako sa už v predchádzajúcich prácach ukázalo, sa podieľal aj telúr. Účasť selénu na týchto procesoch sa preukázala až neskôr, po hlbšom štúdiu mikrochemizmu hlavných sulfidických minerálov z ložiska. Výskyt altaitov v galenitoch zo strednotermálnych až nízkotermálnych polymetalických ložísk vulkanogénneho typu je bežný (Sindejeva, 1959). Keďže na rozdiel od síry a selénu je v galenitoch veľmi obmedzená izomorfia medzi sírou a telúrom (Godovikov, 1983), je veľmi pravdepodobné, že v prípade jeho vyššieho obsahu v galenitoch sa bude telúr viazať na samostatnú fázu — PbTe (altait). Izomorfia medzi sírou a telúrom v galenitoch sa doteraz zistila iba do obsahu 0,5 % (Polaňski — Smulikowski, 1978). Obsah telúru v galenitoch strednotermálnych Pb-Zn ložísk býva veľmi nízky (1,5 až 1,8 ppm). V galenitoch nízkotermálnych ložísk je iba o málo vyšší (6 až 30 ppm). V polymetalickom ložisku Beregovu (ZSSR) bol obsah Te v galenitoch do 30 ppm (Ivanov et al., 1973).

TAB. 1

Chemické analýzy altaitov (v hmot. %)
Chemical analyses of altaites (in wght. %)

Prvok	Zlatá Baňa vz. 1	Zlatá Baňa vz. 2	Kalgo- orlie (Austrália)
Cu	3,45	0,42	0,01
Au	0,06	0,04	0,02
Ag	2,44	2,39	0,43
Fe	0,02	0,02	0,13
Hg	0,23	0,39	—
Bi	0,46	1,16	—
Sn	0,01	0,01	—
Sb	0,23	0,16	—
Pb	54,23	56,74	61,33
Te	35,82	34,54	38,43
S	0,06	0,24	—
Se	1,63	2,94	0,08
Suma	98,64	99,05	100,43

Experimentálne práce v systéme PbS — PbTe ukázali, že plná izomorfia medzi sírou a telúrom nastáva iba za špecifických podmienok (teplota nad 1100 °C a obsah telúru v systéme 20 atom. %; Sindejeva, 1964). Preto aj na ložiskách s nízkym obsahom telúru (0,0X — 0,00X %) je telúr prítomný heterogénne vo forme samostatných minerálov. Ale na druhej strane v systéme PbSe — PbTe (ale aj PbS — PbSe) dochádza k izomorfnému zastúpeniu, čím sa vysvetľuje aj prítomnosť selénu v altaite zo Zlatej Bane v množstve do 3 %. Obsah ďalších prvkov v altaite má heterogénny charakter (Cu, Bi, Ag, Au, Hg, Fe a Sn), viazaný na submikroskopické inklúzie iných minerálov v altaitoch.

Zo štúdia celého radu ložísk s výskytom teluridov je známe, že ich vylučovanie nastáva v neskorších etapách mineralizácie (teluridy Bi v stredne až vyššie termálnych podmienkach, Au, Ag a Pb teluridy v stredne až nízkotermálnych podmienkach). Sú skôr charakteristické pre mladé oblasti a ložiská, ktoré vznikli blízko zemského povrchu (Polaňski — Smulikovski,

1978). Hydrotermálne ložiská so sulfidickou mineralizáciou obsahujúce Se a Te v množstve 0,0X — 0,00X % môžu byť dôležitým zdrojom týchto prvkov, a preto treba ich prítomnosti v ložisku Zlatá Baňa venovať zvýšenú pozornosť.

Literatúra

- Đuđa, R. — Krištín, J. 1978: Výskyt Te-mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch. *Miner. slov.*, 10, s. 47—53.
- Ivanov, V. V. et al. 1973: Srednije soderžaniye elementov — primesej v mineralach. *Moskva, Izd. Nedra*, 206 s.
- Godovikov, A. A. 1983: Mineralogija. *Moskva, izd. Nedra*, 647 s.
- Kaličiak, M. — Đuđa, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Miner. slov.*, 13, s. 1—23.
- Polaňski, A. — Smulikovski, K. 1978: Geochémia (slov. preklad). *Bratislava, SPN*, 607 s.
- Sindejeva, N. D. (in Vlasov, K. A. et al.) 1964: Geochimija redkich elementov. T—I. *Moskva, Izd. Nauka*, 870 s.
- Sindejeva, N. D. 1959: Mineralogija, typy mestoroždenij i osnovnyje čerty geochimiji selenia i tellura. *Moskva, Izd. AN, ZSSR*, 256 s.

Altaite — a new telluride from the Zlatá Baňa deposit (Eastern Slovakia)

Minerals of tellurides (Đuđa — Krištín, 1978) and new ascertained altaite have been found during geological prospection on the Zlatá Baňa polymetallic deposit in northern part of the Slanské vrchy Mts. The altaite forms microscopical inclusions in galena. It has been identified by microscopical method and electron probe microanalysis at the GÚDŠ in Bratislava. Chemical composition of altaite is in Tab. 1. Lower contents of Pb and Te in samples opposite theoretical composition are

caused by both isomorphous (Se) and heterogeneous (Cu, Ag) mixtures. Relation between Pb and Te in analyses is very close to their relation in theoretical composition of altaite. Calculated crystallochemical formulae of altaite differ only very little from the theoretical composition of PbTe. There will be necessary to pay attention to the distribution of selenium and tellurium on the deposit. They belong to the microcomponents which can be used for economical evaluation of the whole deposit.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

XXV. celoštátny geologický zjazd v Žiline



Pri príležitosti 40. výročia oslobodenia našej vlasti sa v dňoch 27. 8.—29. 8. 1985 konal v Žiline jubilejný 25. celoštátny geologický zjazd. Jeho organizáciu zabezpečovali Slovenská geologická spoločnosť pri SAV a jej pobočka v Žiline, Československá spoločnosť pre mineralógiu a geológiu pri ČSAV, IGHP, n. p., Žilina a Slovenský výbor banskej spoločnosti ČSVTS.

Zjazd otvoril predseda organizačného výboru RNDr. P. Tkáčik. Hlavné prejavy predniesli RNDr. O. Samuel, DrSc., predseda Slo-

venskej geologickej spoločnosti, a Ing. Ján Kuráň, CSc., predseda Slovenského geologického úradu. Po nich nasledovali prejavy hostí, odovzdávanie vyznamenaní a diplomov čestným členom SGS. Popoludní odznali kolektívne odborné referáty.

Výstava Krása kameňa, otvorená v rámci zjazdu, demonštrovala využitie slovenských ozdobných a drahých kameňov.

25. celoštátny geologický zjazd v Žiline mal 480 účastníkov, ktorí si vypočuli prednášky o hlbinskej stavbe Západných Karpát z hľa-



diska najnovších poznatkov, ako aj výsledky základného geologického výskumu za ostatných päť rokov. Veľkú pozornosť vzbudili tiež referáty týkajúce sa výskumu a prieskumu nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky a rozvoja hydrogeológie a inžinierskej geológie hlavne v oblasti stredného a severozápadného Slovenska. Všetky kolektívne referáty uverejnil časopis *Mineralia slovaca*, 17, 3.

Súčasnou zjazdu boli dvojdnové exkurzie. Päť rozdielnych trás demonštrovalo akútne problémy základného výskumu, ako aj problémy vyplývajúce z praxe, najmä v súvislosti so stavbami vodných nádrží a iných inžiniersko-geologických objektov. Účastníci si mohli zvoliť jednu z týchto trás:

Trasa A — Náčrt geologickej stavby a metalogenézy Nízkych Tatier a Štiavnických vrchov a uplatnenie geofyzikálneho prieskumu pri riešení rudnej problematiky. (Lokalita: Staré Hory — Špania dolina — Jasenie; druhý deň: Szabova skala — rýolity — Banská Štiavnica.)

Trasa B — Základné črty geologickej stav-

by Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny s aktuálnymi problémami inžinierskej geológie a hydrogeológie. (Lokalita: Bojnice — Nováky — Lehota p. Vtáčnikom — Podhradie; druhý deň: Valča — Slovany — Budiš — Turčianske Teplice.)

Trasa C — Niektoré geologické a inžinierskogeologické problémy severných svahov Nízkych Tatier a severnej časti Horného Považia. (Lokalita: Čierny Váh PVE — dolina Ipoltica — Brezová; druhý deň: Strečno — Horný Váh 1.—2. Polom.)

Trasa D — Aktuálne geologické a inžinierskogeologické problémy severovýchodnej časti Oravy. (Lokalita: Oravský Podzámok — Podbiel — Zuberec; druhý deň: Oravská priehrada — Breza — Harvelka — Nová Bystrica.)

Trasa E — Geológia Malej a Veľkej Fatry a Strážovských vrchov. (Lokalita: Lietavská Lúčka — Kunerad — Čičmany — Chvojníca — Liešťany; druhý deň: Podstránie — Martinské hole — Bystrý potok — Ružomberok.)

Exkurzie názorne ukázali spätosť výskumu a praxe.

Pavel Tkáčik

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti

Šesťdesiatroční jubilanti

30. 1. — Doc. Ing. Viliam Pašteka, DrSc.
1. 8. — RNDr. Magda Marková, CSc.
14. 9. — RNDr. Zora Priechodská, CSc.

Päťdesiatroční jubilanti

13. 2. — RNDr. Milan Šindler
15. 2. — Ing. Ján Tabák
16. 2. — RNDr. Michal Čuchráč
22. 2. — RNDr. Pavol Grecula, CSc.
25. 2. — RNDr. Florián Vámoš, CSc.
27. 3. — RNDr. Pavel Malík, CSc.
31. 3. — RNDr. Eduard Köhler, CSc.
2. 4. — RNDr. Rudolf Gabčo

28. 7. — Ing. Juraj Knésľ

7. 9. — RNDr. Imrich Varga
13. 9. — P. g. Andrej Földes
15. 9. — Ing. Jozef Slavkovský, CSc.
24. 9. — Doc. RNDr. Rudolf Ondrášik, CSc.
29. 9. — RNDr. Ivan Križáni

2. 10. — Prof. RNDr. F. Zábranský, CSc.
6. 10. — RNDr. Zora Bondarenková
15. 10. — RNDr. Tomáš Koráb, CSc.
25. 10. — RNDr. Ladislav Škvarka, CSc.

6. 11. — Ing. Daniel Očenáš
7. 11. — RNDr. Štefan Kuchár
8. 11. — Emília Mašurová
8. 11. — Ing. Jozef Hudáček
12. 11. — RNDr. Pavel Hvoždčara, CSc.
24. 11. — RNDr. Zdenko Nejdľ

17. 12. — RNDr. Tomáš Repka, CSc.

Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti aj celá geologická pospolitosť želiajú jubilantom do ďalších rokov mnoho tvorivých síl a dobré zdravie.

O. Samuel,
predseda Slov. geol. spoločnosti

Ústredie vedeckých, technických a ekonomických informácií Praha — UVTEI
Agentúra pre technickú, priemyslovú a ekonomickú spoluprácu Paríž — ACTIM

Vám predstavujú rozsiahlu firemnú dokumentáciu

NOVINKY FRANCÚZSKEJ VEDY A TECHNIKY

v Stredisku francúzskej vedeckej a technickej dokumentácie, Národní třída 25,
116 25 Praha 1, 2. poschodie

Metro: Národní třída

Telefón: 265715 240000

Čítareň otvorená:	pondelok — štvrtok	10,00 — 16,00 hod.
	piatok	10,00 — 14,30 hod.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 18, číslo 1, apríl 1986.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 21. 4. 1986.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, 1986.

Milan Háber — Viliam Sitár — Ladislav Novotný

Nález organických zvyškov vo vrstvách
vrchného permu v oblasti Novoveskej
Huty

Findings of organic remnants in Upper
Permian beds near Novoveská Huta (Spiš-
sko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slo-
vakia)

73

Stano Rapant — Eva Planderová — Dušan Bodiš

Aplikácia palinológie v hydrogeochémii

Use of palynology in hydrogeochemical
research

79

Rudolf Duďa

Altait — nový telurid z ložiska Zlatá Baňa

Altaite — a new telluride from the Zlatá
Baňa deposit (Eastern Slovakia)

89

KRONIKA

CHRONICLE

Jozef Hricko

Geologické mapovanie dr. Hugóa Böckha
v Gemeri

Geological mapping by Hugo Böckh in the
Gemér region

63

Významné životné jubileá členov Sloven-
skej geologickej spoločnosti

Important life jubilees of members of the
Slovak Geological Society

95

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Abstrakty z prednášok

Abstracts of lectures

33

34

XXV. celoštátny geologický zjazd v Žiline

The 25th National Geological Conference
in Žilina

93

RECENZIE

BOOK REVIEW

Ján Turan — Lídia Turanová

Genetické typy, zákonitosti distribúcie a
prognóza ložísk brucitu a magnezitu (V. P.
Petrov)

Genetičeskije tipy, zakonomernosti raz-
meščenija i prognoz mestoroždenij brusita
i magnezita (V. P. Petrov)

88

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ BRATISLAVA

SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

GEOFOND BRATISLAVA

49 374

