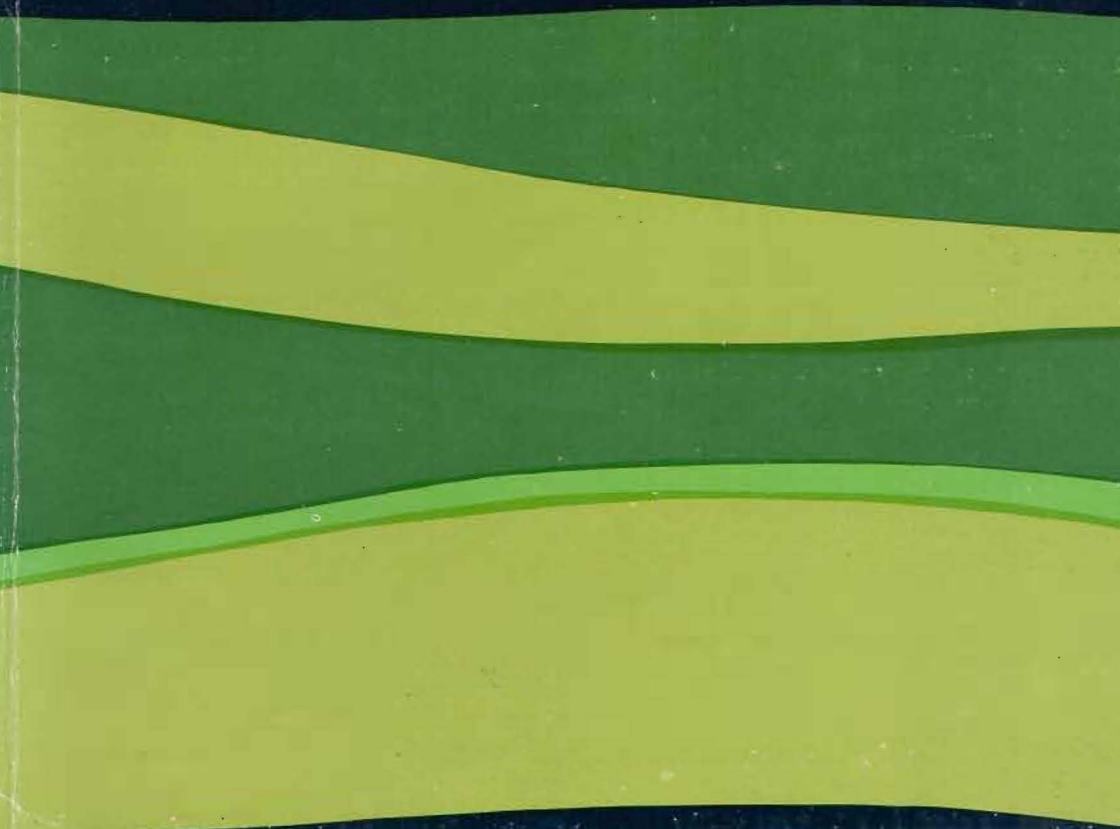


MINERALIA SLOVACA

15

1983

2

An abstract graphic representing a landscape, consisting of several horizontal, wavy bands of different shades of green and yellow-green, set against a dark blue background.

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*
RNDr. Pavol MALACHOVSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

Ing. Ján KURÁŇ, CSc., *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL
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

Geochemia prvkov vzácnych zemín a petrologický model vzniku variských granitov Západných Karpát

97

REE geochemistry and petrological model for the generation of Variscan granitoids in the West Carpathians

Bartolomej Leško — Ivan Ibrmajer

Geologický výklad seizmického výskumu v Liptovskej kotline so zreteľom na výskyt ropy

117

Geological explanation to seismic investigations in the Liptovská kotlina basin with regard to crude oil occurrences

Zdeněk Mrázek — Rudolf Ďuda

Sekundárne minerály oloveno-zinkového ložiska Ochtiná-Margita

129

Secondary lead-zinc minerals of the Ochtiná-Margita deposit (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Anna Varčková — Vlastimil Kátlovský

Vzťah prirodzenej rádioaktivity a mineralogicko-petrografickej povahy hornín z vrtu Dolné Dunajovice-23

141

Relations between natural radioactivity and mineralogy in rocks on the Dolné Dunajovice-23 drill hole

SPRÁVY

REPORTS

Vladimír Bezák — Albín Klinec

Poznámky k stavbe kryštalinika v okolí Skalky (Nízke Tatry)

151

Remarks to the structure of crystalline near Skalka locality, Nízke Tatry Mts. (Central Slovakia)

Zdeněk Mrázek

Metavoltín z Dubníka v Slanských vrchoch

157

Metavoltine from Dubník in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

REE geochemistry and petrological model for the generation of Variscan granitoids in the West Carpathians

DUŠAN HOVORKA*, JÁN SPIŠIAK**

* Geological Institute, Comenius University, Gottwaldovo nám. 19, 811 06 Bratislava

** Department of Raw Materials, Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, nám. S. H. Vajanského 13, 974 00 Banská Bystrica

(5 fig. and 5 tab. in the text)

Received July 2, 1982

Геохимия элементов редких земель и петрологическая модель возникновения вариских гранитов Западных Карпат

Распределение элементов редких земель в основных типах вариских гранитов центральных гор и вепоридных зон Словацкого рудогория, вместе с известными фактами их геологического положения, минерального и химического состава свидетельствуют о анатектическом происхождении расплавов в коре близко континентального типа. Величина и тип „Eu“ — аномалии, хондритически нормализованный облик и распределение редких земель в основном типе (тип — I), близки по содержанию вычисленному моделию анатектического расплава, которая возникла плавлением 20 % состава из секвенции метапелитов и метадроб и смешанием выплавки с избытком в пропорции 6 : 4. Метавулканы толеитового типа в основном не повлияли на облик распределения редких земель в генерированных анатектических расплавах.

REE geochemistry and petrological model for the generation of Variscan granitoids in the West Carpathians

REE distribution in main types of Variscan granitoids of the West Carpathian "Core Mountains" and Veporic units, together with the known features of their geological occurrences, mineral and chemical composition point to anatectic origin of melts in a crust approaching the continental type. The magnitude and shape of Eu-anomaly, the chondrite normalized pattern and distribution of rare earth elements in the main type (I) are near to the calculated model composition of the anatectic melt generated by 20 per cent fusion from a metapelite to metagreywacke sequence and by subsequent mixing of this liquid with the residue in 6 : 4 ratio. Metavolcanites of tholeiitic composition did not influence considerably the REE distribution pattern in generated anatectic melts.

The genesis of granitic melts remains a repeatedly and broadly discussed problem: arguments are advanced in favour of granite melt generation by fractional crystallization of basic magmas but also data arguing for the origin of granitic liquids by anatectic processes at the expense of metasediments or older igneous rocks (Bowen, 1924; Tuttle — Bowen, 1958; Winkler, 1965; Wyllie et al., 1976; Clemens — Wall, 1981; Muecke — Clarke, 1981 and others). Views are published now and again in favour of "exotic" ideas on the generation of mineral associations that reached granitic composition through diffusion in solid state and in fact cover the original notion proposed by Perrin — Roubault (1939), Ramberg (1944) or Walton (1960). In the recent years, the problem of origin of granitic massifs is concentrated to relations between ultrametamorphism and the generation of anatectic granitic melts within continental type of crust (Fyfe, 1970; Brown — Fyfe, 1970; Wyllie et al., 1976; White — Chappel, 1977; Nesbitt, 1977 and others). Among the recently broadly discussed questions belongs also the assessment of different geochemical character of two contrasting granitic melts (and igneous rocks consolidated from these) assigned as "I" and "S" types of granite (Chappel — White, 1974; White et al., 1976; Griffin et al., 1976; Hine et al., 1976 and others). Objections may be raised against such, frequently but mechanically meant, classification. Questions arise from the manyfold repeated experience on multiple alternation of rocks having different origin in a sequence that underwent partial melting (e. g. alternation of metasediments of various geochemical maturity with volcanite or volcanoclastic layers where their proportion or the rate between the liquid and residue determines also the character of the anatectic melt). Hence the indicated subdivision has, recently, more

only geotectonic meaning.

According to the recent views, the geochemical investigation should give answers to the following questions:

- a) what was the character of the original material subject to fusion,
- b) at which ratio occurred the partial melting of this substratum and,
- c) what was the ratio of mixing (or unmixing) of the originated melt with restite after the partial fusion.

These and some further actual questions will be attempted to answer in this paper.

Main geological and petrological characteristics of Variscan granitoids of the West Carpathians

Granitoid rocks create the backbone of morphostructural units in the so called "Core Mountains" and in the Veporic zones of the Slovak Ore Mts. Their areal extent is from some tens (Považský Inovec and Žiar Mts.) to hundreds of sq. km (the High and Low Tatra Mts., Veľká and Malá Fatra Mts.) whereas the most extensive body, the massif of the Slovak Ore Mts., attains up to 80 km length and up to 30 km breadth on the surface. Recently, the radiometric dating of single massifs has been realized (Kantor, 1959a, b, 1961; Burchart, 1968; Cambel et al., 1977, 1979, 1980) and their geotectonic framework appreciated (Maheľ, 1978) but only some studies were devoted to their genetic problems (Kamenický, 1962, 1968; Hovorka, 1979, 1980, in print; Hovorka — Spišiak, in print; Vilinovič, 1981 etc.).

Several basic petrographic types have been ascertained in the limits of single bodies in the past, assigned mostly by the local name of occurrence (the "High Tatra" type as an equigranular biotite-oligoclase granodiorite, the "Prašivá" type as a porphyritic granite to granodiorite containing

mostly pink K-feldspar phenocrysts and others). Based on spatial relations and mineral composition, four main Variscan granitoid types in the West Carpathians have been distinguished and their basic geochemical and petrogenetic characterization given by Hovorka (in print). For the purposes of REE distributions, we adapt us to this subdivision (with some additions). The basic characteristics of the types distinguished is as follows.

I. *Medium-grained biotite granodiorite to tonalite* (in places with accessory to subordinate amounts of hornblende) represents the most common Variscan plutonite rock in the West Carpathians. Single varieties of it are known under local names (the High Tatra, Ďumbier, Sihla, Smrekovica, Modra and other types). As a remarkable feature, in cases when the whole plutonite body is preserved, this type occurs in central portions of massifs. Towards the margins (laterally) or the top (vertically) of the bodies, this type passes into further types distinguished.

A remarkable homogeneity of grain size and mineral composition is typical feature of this granodiorite to tonalite. Only in some ranges, a transition is observable into hybrid facies towards the margins of bodies (the Malá Fatra and Slovak Ore Mts.). The relation of massifs to their envelope is whether autochthonous or intrusive one (Hovorka, 1980).

II. *Two-mica granodiorite, frequently porphyric*, creates marginal rim facies e. g. in the massif of the Slovak Ore Mts. in its southern parts. This composition reveals, on the whole, also the Bratislava massif of the Little Carpathians.

III. *Leucocratic granite, locally even granodiorite*, occurs in typical development along the northwesternly marginal zone of the Tatra massif. The low amount of mafic minerals (mica) is characteristic feature of rock varieties ranged into the

group. Garnet and Al-silicates coexisting with further silicate minerals are contained in such granite of some mountain ranges (Žiar and Malá Magura Mts.). The rocks are fine- (under 2 mm) to coarse-grained- (over 5 mm).

IV. *Porphyric granite to granodiorite with pink K-feldspar* (the "Prašivá" type) is known from several "Core Mountains" (the High and Low Tatras, Malá and Veľká Fatra Mts.) as well as from the Slovak Ore Mts. In contradiction to former views on extensive potash metasomatism being responsible for the generation of these plutonites, a different explanation, emphasizing late magmatic processes in fact under PT-conditions of the "hypersolidus" domain, has been presented recently (Hovorka, 1979).

We would like to emphasize that there is no primary evidence as yet to distinguish several stages of the Variscan magmatic activity in the West Carpathians. The existing radiometric data, according to which the age of intrusions varies between 360 and 120 m. y., may reflect also different degrees of Alpine metamorphic recrystallization or reheating. Field observations point to gradual transitions between the type distinguished, mostly as the main one (type I) into marginal (porphyric) and, at the same time, more leucocratic types.

Analytical data

For REE analytics the single types distinguished have been chosen. Greatest attention was paid to the archetype (main type I) of granitoids (biotite granodiorite). REE analytics has been made by instrumental neutron activation method at the Institute of Raw Materials in Kutná Hora, the analyst was Dipl. Eng. Lenk. For the purposes of petrogenetic interpretation,

Tab. 1. Sample localization

HG-3 — Veľká Fatra Mts., quarry near to the Podsúchá — Smrekovica route. Fine-grained (2 mm) massive homogenous biotite granodiorite ("Smrekovica" type), H-5 — Slovak Ore Mts., Kráľova Hoľa zone, road-cut above the Podkriváň railway tunnel. Medium-grained biotite granodiorite ("Sihla" type), HG-9 — Low Tatra Mts., Dumbier zone, summit of the Dumbier Mt. Medium-grained biotite granodiorite ("Dumbier" type), HG-15 — Malá Fatra Mts., Dubná quarry near Vrútky. Moderately porphyric (plagioclase), medium-grained biotite granodiorite, HG-18 — Malá Fatra Mts., northwesternly from Sútovo village. Medium-grained biotite granodiorite, GH-6 — Slovak Ore Mts., Kohút zone, quarry 1 km northernly from České Brezovo village. Medium-grained biotite-muscovite granodiorite, HG-10 — Žiar Mts., northwesternly from Malá Čausa village. Porphyric biotite-muscovite granite (white feldspar), HG-2 — Slovak Ore Mts., main range, outcrop near the route in Upper Ipeľ valley, northwestern slope of the Bykov vrch hill. Moderately porphyric muscovite leucogranite, HG-7 — Veľká Fatra Mts., Vyšná Lipová valley. Porphyric granite with red K-feldspar phenocrysts, HG-4 — Low Fatra Mts., Dumbier zone, Krížianky valley. Porphyric muscovite-biotite granodiorite with porphyric K-feldspar (pink to yellowish, the "Prašivá" type), HG-14 — Slovak Ore Mts., Kráľova hoľa zone, cut on the Klenovec — Klenovský Vepor hill road, some 2 km northernly from Ráztočno settlement. Porphyric (pink K-feldspar) muscovite-biotite granite, HG-12 — Low Tatra Mts., Dumbier zone, Trangoška locality, small quarry near the road. Muscovite leucogranite from a strongly migmatized belt, HG-17 — Low Tatra Mts., Dumbier zone, Magurka settlement. Pink coarse-grained pegmatitic granite to pegmatite with low content of mica, HG-13 — Slovak Ore Mts., Kohút zone, Chorepa locality, quarry near the Kokava nad Rimavicou — Hnúšťa road. Nebulitic migmatite with palimpsestic preferred orientation of biotite. The composition is that granite (white feldspar).

Tab. 1. Lokalizácia vzoriek

HG-3 — Veľká Fatra, lom pri ceste Podsúchá — Smrekovica. Jemnozrnný (2 mm) masívny homogénny biotitický granodiorit (typ Smrekovica), HG-5 — Slovenské rudohorie, kráľovohoľské pásmo — zárez cesty nad železničným tunelom pri Podkriváňi. Strednozrnný biotitický granodiorit (typ Sihla), HG-9 — Nízke Tatry, dumbierske pásmo — vrchol Dumbiera. Strednozrnný biotitický granodiorit (typ Dumbier), HG-15 — Malá Fatra — lom Dubná Skala pri Vrútkach. Nevýrazne porfyrikový (plagioklas) strednozrnný biotitický granodiorit, HG-18 — Malá Fatra — na SZ od Štúrova. Strednozrnný biotitický granodiorit, HG-6 — Slovenské rudohorie, kohútske pásmo. Lom 1 km na S od Českého Brezova. Biotiticko-muskovitický strednozrnný granit HG-10 — Žiar, na SV od Malej Čausy. Porfyrikový biotiticko-muskovitický granit (biele živce), HG-2 — Slovenské rudohorie, hlavný hrebeň, východ pri ceste v dol. horného Ipeľa, severovýchodný svah Bykovho vrchu. Nevýrazne porfyrikový muskovitický leukogranit, HG-7 — Veľká Fatra — dol. Vyšná Lipová. Porfyrikový granit s červenými porfyrikými K-živcami, HG-4 — Nízke Tatry, dumbierske pásmo, dol. Krížianky. Porfyrikový muskoviticko-biotitický granodiorit s porf. K-živcami (ružové, resp. žltkasté, typ Prašivá), HG-14 — Slovenské rudohorie, kráľovohoľské pásmo, zárez cesty Klenovec — Klenovský Vepor, asi 2 km na S od osady Ráztočné. Porfyrikový (ružové K-živce) muskoviticko-biotitický granit, HG-12 — Nízke Tatry, dumbierske pásmo, Trangoška, malý lom pri ceste. Muskovitický leukogranit zo zóny intenzívnej migmatizácie, HG-17 — Nízke Tatry, dumbierske pásmo, Magurka. Hrubozrnný pegmatitický granit až granitický pegmatit ružovej farby s nízkym obsahom sludy, HG-13 — Slovenské rudohorie, kohútske pásmo, lom pri kóte 555 (Chorepa) na ceste Kokava nad Rimavicou — Hnúšťa. Nebulitický migmatit s palimpsestnou prednostnou orientáciou biotitu. Zložením zodpovedá biotitickému granitu (biele živce)

Tab. 2.

Sample locality and description as in Tab. 1. Eu/Eu^+ — chondrite normalized Eu content divided by the value of Eu obtained by extrapolation between Sm and Gd (Eu^+).

Opis a lokalizácia vzoriek ako v tab. 1. Eu/Eu^+ = chondriticky normalizovaná hodnota Eu delená hodnotou pre Eu/Eu^+ získanou extrapoláciou medzi Sm a Gd (príp. Tb)

Chemical composition of West Carpathian granitoids
Chemické zloženie granitoidov Západných Karpát

Tab. 1

	HG-3	HG-5	HG-9	HG-15	HG-18	HG-6	HG-10	HG-14	HG-2	HG-4	HG-7	HG-12	HG-17	HG-13
SiO ₂	66,25	66,33	67,71	68,86	68,64	72,39	70,85	73,92	72,44	68,53	72,10	74,71	74,61	73,88
TiO ₂	0,93	0,62	0,49	0,48	0,35	st.	0,20	0,39	0,25	0,33	0,35	0,06	0,11	0,26
Al ₂ O ₃	16,19	15,88	15,14	15,03	17,62	16,17	15,55	13,11	14,04	16,18	13,77	14,28	13,05	13,42
Fe ₂ O ₃	1,28	3,00	0,03	1,35	1,60	0,11	1,41	1,54	0,59	1,12	2,24	0,65	0,70	1,66
FeO	2,98	1,43	4,42	1,86	1,79	1,29	0,81	0,16	0,75	1,62	0,14	0,13	0,12	0,86
MnO	0,04	0,08	0,09	0,17	0,22	0,03	0,02	0,04	0,09	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03
MgO	1,48	2,74	2,00	1,22	0,97	0,39	0,49	0,79	0,75	0,97	0,66	0,31	0,31	0,72
CaO	3,16	1,09	2,77	3,42	3,10	1,36	1,79	1,98	2,24	1,94	1,32	0,49	0,78	2,17
Na ₂ O	4,14	5,67	3,37	3,77	2,95	3,68	4,29	3,51	3,76	3,60	3,65	3,34	3,71	3,29
K ₂ O	2,57	2,05	2,95	2,63	1,59	4,73	2,89	3,19	3,03	4,42	4,50	4,39	5,58	2,18
P ₂ O ₅	0,12	0,17	0,46	0,09	0,55	0,11	0,12	0,06	0,15	0,31	0,13	0,09	0,05	0,18
H ₂ O ⁻	0,04	0,10	0,10	0,02	0,02	0,05	0,11	0,15	0,04	0,20	0,10	0,17	0,09	0,21
H ₂ O ⁺	1,10	1,07	0,63	0,61	0,78	0,57	0,72	0,86	1,40	0,31	0,91	0,99	0,53	0,80
total:	100,33	100,23	100,20	99,51	100,18	100,93	99,25	99,70	99,75	99,95	99,90	99,64	99,66	99,66
type:	I	I	I	I	I	II	II	III	III	IV	IV	V	V	VI

REE content of West Carpathian granitoids
Obsah vzácnych zemín v granitoidoch Západných Karpát

Tab. 2

	HG-3	HG-5	HG-9	HG-15	HG-18	HG-6	HG-10	HG-2	HG-7	HG-4	HG-14	HG-12	HG-17	HG-13
La	25	33	51	38	27	25	28	15	13	29	32	8	4,4	37
Ce	68	83	120	83	68	59	65	41	29	73	77	14	10	90
Nd	33	46	62	45	43	33	19	25	18	38	36	—	6,5	45
Sm	5	6	8,9	6,1	5,1	5,7	4,2	3	2,7	7	6,4	0,91	1,17	8
Eu	1,5	1,8	1,8	1,26	1,21	0,75	1,11	1	0,78	1,3	0,89	0,97	0,66	0,95
Gd	5,5	7,0	—	10	—	4	4	—	3,2	—	5	—	—	10
Tb	0,6	0,65	2,2	0,67	0,4	0,8	0,61	0,1	0,22	1,2	0,71	0,44	0,18	0,37
Tm	0,1	0,2	—	0,34	0,10	0,06	0,15	0,05	0,09	—	0,18	—	0,10	0,2
Yb	0,75	1,45	3,00	2,1	0,92	1,14	0,94	0,5	0,49	1,0	1,47	2,12	0,56	1,25
Lu	0,1	0,14	0,30	0,26	—	0,12	0,11	—	0,05	—	0,17	—	—	—
Suma TR	139,55	179,24	249,20	186,73	145,78	129,57	123,12	85,65	67,53	150,50	159,82	26,44	23,57	192,77
Eu/Eu ⁺	0,84	0,84	0,55	0,70	0,89	0,46	0,80	1,30	0,80	0,58	0,43	2,39	1,78	0,48
Type	I	I	I	I	I	II	II	III	III	IV	IV	V	V	VI

also the hitherto published analytical data on main and trace elements in West Carpathian granitoids (data from Cambel — Medved' 1981, Hovorka in print) have been utilized together with REE concentrations in metabasites and dioritic rocks of the West Carpathians given by Cambel — Spišiak (1979), Hovorka — Spišiak (unpublished data).

Interpretation of results and discussion

The sample set investigated has been divided into six groups according to petrographic and geochemical criteria. Over the four groups of granitoid types distinguished and characterized by Hovorka (in print), a further group (type V) of leucogranites has been discerned that did not originate by differentiation processes and, by its composition, represents probably a metatect (?). Such rock types are usually assigned as "granitic vein" (Price — Taylor 1977). A further particular group investigated are the migmatite to migmatitic granite samples (group VI). The main element composition together with selected trace element contents are in Tab. 1 and 2. For a genetic interpretation, the normalized REE distribution pattern of single analyses (figs. 1a — d) or the normalized pattern for average composition of types distinguished (fig. 2) were used. Analytical data are normalized according to Nakamura (1974) and Masuda (1975). Single curves from the whole set and also within partial groups reveal certain variations. These may be induced namely by

- different mineral composition,
- different degree of differentiation (frac-

tional crystallization).

- different degree of alteration, or,
- heterogeneity of the source material.

The evaluation of the normalized REE distribution patterns allows the following deductions.

1. Out of the group V, a pronounced light REE enrichment in relation to chondrite contents is detectable in all groups of Variscan granitoids distinguished in the West Carpathians. The heavy REE enrichment in relation to contents in chondrites is less remarkable.

2. The size of the negative Eu-anomaly is different for single groups. Unlike is the position of the group V where a pronounced positive Eu-anomaly appears quite well ($\text{Eu}/\text{Eu}^+ = 2.1$).

3. A well expressed tendency of decreasing REE content was proved for the groups I—IV depending on increasing acidity of rocks (tab. 1, 2 and 3).

4. Due to conventional limits between single types (facies) also the differences in REE contents are not well expressed however unambiguously discernible.

5. The normalized REE distribution pattern in the main (I) and "autometamorphic" (IV) type of granitoids are very similar what points to their generation from a common melt at different stages of development.

6. The chondrite normalized REE distribution pattern of the group V is completely different from other groups and conforms the pattern in "granitic veins" (Price — Taylor, 1977) or in metatects composing, together with complementary biotite "schlieren" (selvage), the migmatites.

The REE distribution pattern of the main type of granitoids (type I) has been

Fig. 1b. Normalized REE distribution pattern in West Carpathian two-mica granodiorites (type II). Numbers of analyses as in tab. 2

Obr. 1b. Normalizovaný diagram distribúcie vzácných zemin v dvojsľudných grano-dioritoch (typ II) Západných Karpát; čísla analýz zodpovedajú označeniu v tab. 2

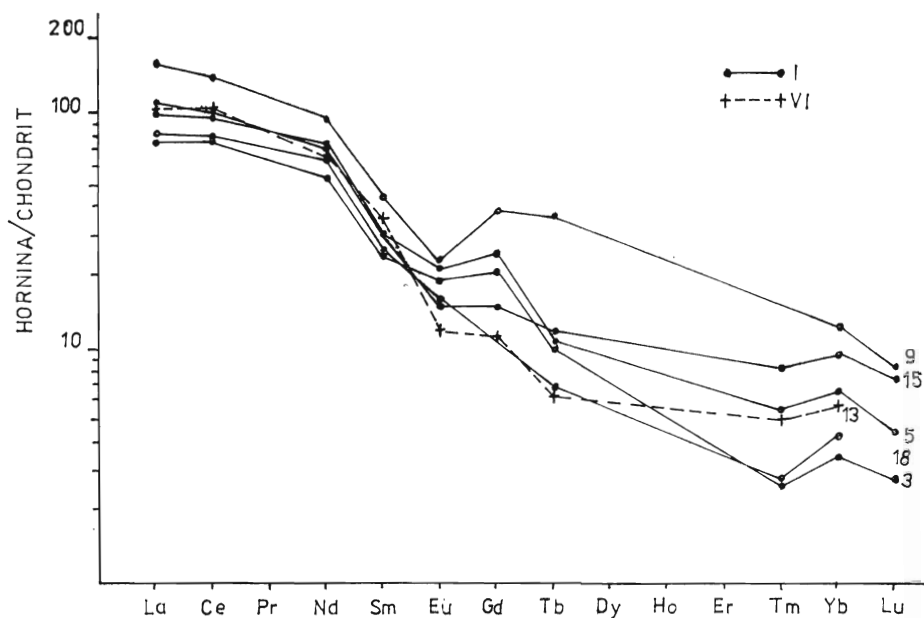
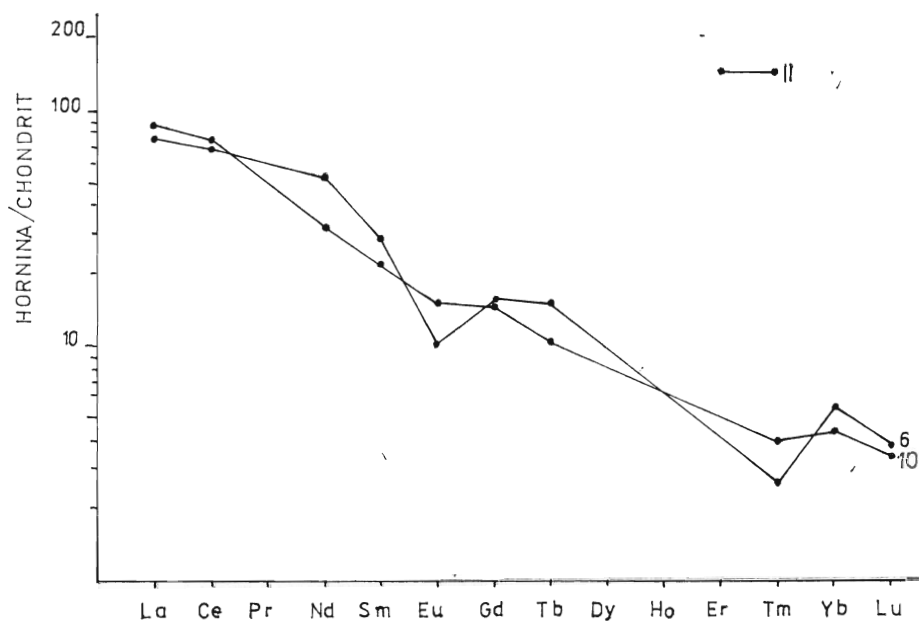


Fig. 1a. Normalized REE distribution pattern in the main type of West Carpathian granitoids (type I) and in migmatites (type VI). Numbers of analyses as in tab. 2
 Obr. 1a. Normalizovaný diagram distribúcie vzácnych zemín v základnom type grani-
 toidov Západných Karpát (typ I) a migmatitoch (typ VI); čísla analýz zodpovedajú
 označeniu v tab. 2



compared with patterns obtained for different granitoid types and also with the REE distribution in sedimentary rocks (fig. 3, 4). According to the normalized REE distribution, the West Carpathian Variscan granitoids have patterns similar to calc-alkaline magmatites of the granite series. In the case of light REEs, the normalized distribution pattern is similar to that in various granitoid types compared or also to the pattern in European Paleozoic Shales (Haskin — Haskin 1966). The distribution curve deviates but in the domain of heavy REEs where the European Paleozoic Shales and the peraluminous granitoids of the South Mountain Batholith (Nova Scotia) are enriched whereas the unaltered granites of SE England are depleted in relation to the West Carpathian granitoids (type I). A very similar normalized REE distribution appears in "Koetong" granites of Southwestern Australia which, according to very detailed geochemical investigations by Price — Taylor (1977), were assigned as S-type according to the Chappel — White's (1974) classification.

For the sake to better emphasize the differences in REE distribution, a normalized REE distribution path was plotted using the REE content in European Paleozoic Shales (Haskin — Haskin, 1966) and in "Koetong" granites as the normalizing factor (fig. 5a, b). It must be emphasized that the European Shales have REE distributions very similar to that of the North American Shale Complex of Lower Paleozoic age (Haskin et al., 1968) considered usually to represent the prototype of REE distribution in evolved (mature) continen-

tal crust. The plot points to similarity of REE contents in European Paleozoic Shales when only the heavy REEs are somewhat enriched in the latter. The heavy REE depletion in West Carpathian granitoids (if compared with the European Shales) may signalize partial fusion of a source material where the refractory residue contains higher amounts of heavy REEs (garnet, pyroxene, apatite etc.) and has been left behind as a restite in the zone of anatexis.

Based on petrography, main element geochemistry and REE distribution pattern in Variscan granitoids of the West Carpathians but also assuming the hitherto published REE concentrations in silicates and accessories of the respective rocks, the genesis of granitoids may be interpreted as the result of, mainly, following processes.

a) Partial melting of metamorphosed supracrustal sequences in the zone of anatexis. Simultaneously, this model supposes a subsequent contamination of the anatectic melt by restite.

b) Anatexis of basic rocks as garnetiferous amphibolite, eclogite etc.

Despite to the first model assumed formerly to represent the leading process that creates crustal melts of granite composition, yet the pronounced Eu-anomaly proved in most of granitoids generated in continental crustal conditions makes intricate this simple model. Such origin is possible only in case of fractional crystallization of feldspars (as main carriers of Eu) and their separation from the (further evolving) melt. The presence of at least two generations of some accessory minerals

Fig. 1d. Normalized REE distribution pattern in leucogranites of group V. Numbers of analyses as in tab. 2, GV — normalized REE distribution curve in granitic veins (Price — Taylor 1977)

Obr. 1d. Normalizovaný diagram distribúcie vzácnych zemin v leukogranitoch skupiny V; čísla analýz zodpovedajú označeniu v tab. 2. GV — normalizovaná krivka distribúcie TR v tzv. granitovej žile (Price — Taylor, 1977)

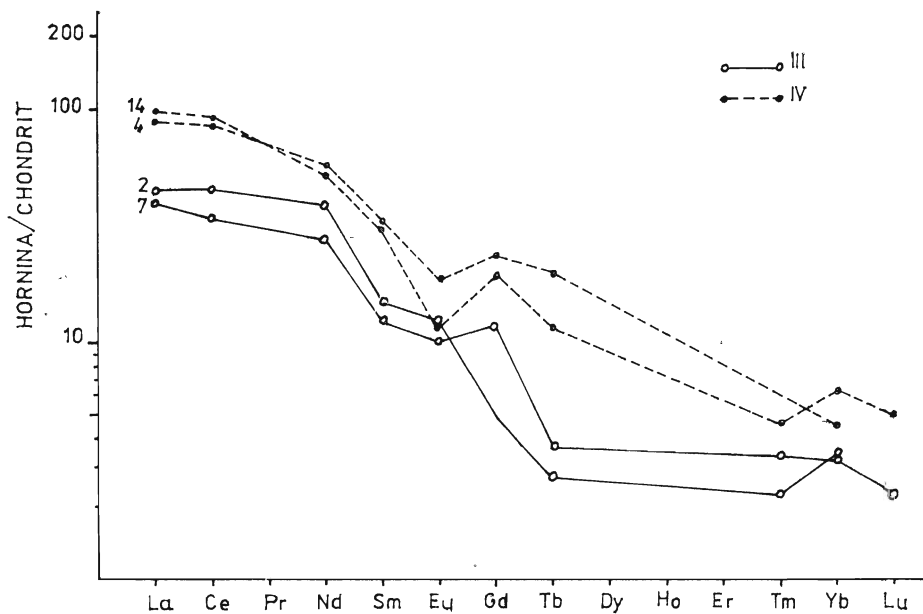
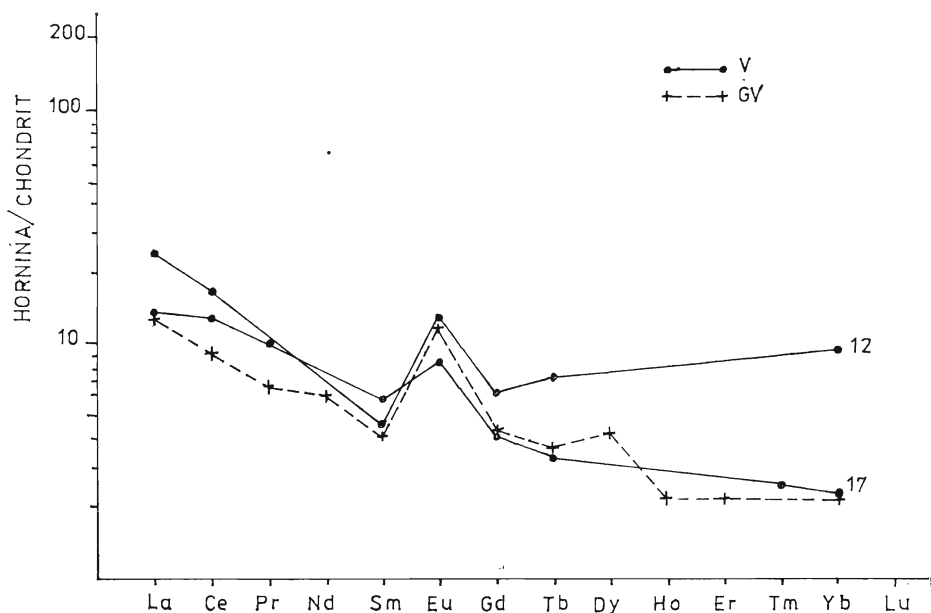


Fig. 1c. Normalized REE distribution pattern in leucocratic (type III) and the so called "autometamorphosed" granitoids (type IV) of the West Carpathians. Numbers as in tab. 2

Obr. 1c. Normalizovaný diagram distribúcie vzácnych zemín v leukokratických (typ III) a tzv. autometamorfovaných (typ IV) granitoidoch Západných Karpát; čísla analýz zodpovedajú označeniu v tab. 2



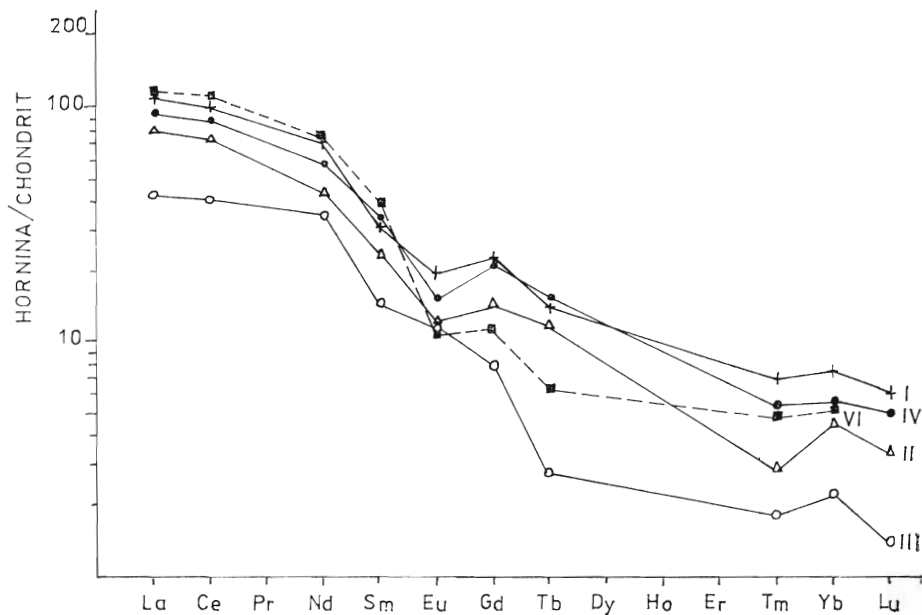


Fig. 2. Normalized REE distribution pattern in main types of granitoids of the West Carpathians (I — type I, II — type II, III — type III, IV — type IV, VI — type VI)

Obr. 2. Normalizovaný diagram distribúcie vzácnych zemin v základných typoch granitoidov Západných Karpát. I — typ I, II — typ II, III — typ III, IV — typ IV, VI — typ VI

otherwise typical for metapsammites or basic metavolcanites points to processes of this kind. Relics of metamorphites containing high amounts of biotite, biotite chambers or even two generations of biotite (Fejdi — Fejdiová, 1981) are recently known from West Carpathian granitoids. These features support the assumption that anatexic melts originated from rocks of gneissose nature. On the other hand, no facies of West Carpathian granitoids may be explained as to represent the segregated and deposited facies, composed mainly of feldspars, nor xenoliths of anchimonomineral feldspathic rocks as e. g. in the case of Mesozoic plutonites of Nigeria (Bowden et al., 1979).

For the verification of this assumption, the REE distribution in the main (I) type

of Variscan granitoids has been compared with the calculated model composition (tab. 4, fig. 4). REE contents in melts generated at different degrees of partial melting were calculated according to the method proposed by Gast (1968) and modified by Shaw (1970). The following preconditions were applied:

1) The presumed main element composition of the source material equals to the average shale (Pettijohn, 1957). There are but insignificant differences in contents of petrogenous elements between shales and greywackes recalculated to anhydrous state. The REE pattern is similar to the average one of Australian Early Paleozoic Shales (Nancy — Taylor, 1976), otherwise low geochemical maturity, and also to the average of European Paleozoic Shales

(there are no data for different kinds of West Carpathian sedimentary rocks).

2) The mineral association present immediately before the fusion was that of quartz + K-feldspar + plagioclase + biotite + garnet $\pm$ Al-silicates + accessory apatite. This precondition is substantiated by the knowledge of high-grade metasedi-

ments in the "Core Mountains" and the Slovak Ore Mts.

3) The melt originated has composition near to the ternary eutectic one in the SiO_2 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 system (Tuttle — Bowen, 1958).

4) Distribution coefficients (Gast, 1968; Schnetzler — Philpotts, 1970; Haskin et al.,

Average composition of main West Carpathian granitoid types
Priemerné zloženie základných typov granitoidov Západných Karpát

Tab. 3

	I		II		III		IV	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
SiO_2	67,34	2,66	71,33	1,78	73,37	2,13	70,32	2,23
TiO_2	0,53	0,27	0,29	0,16	0,19	0,21	0,36	0,19
Al_2O_3	15,78	1,39	14,59	1,39	14,14	1,49	14,79	1,13
Fe_2O_3	1,47	0,89	1,31	0,73	0,99	0,58	1,47	0,87
FeO	2,10	0,86	1,27	0,56	0,67	0,46	1,43	0,68
MnO	0,08	0,08	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,08
MgO	1,58	0,66	1,00	0,65	0,79	0,81	1,15	0,72
CaO	3,12	0,87	1,88	0,82	1,47	0,91	2,13	0,77
Na_2O	4,01	0,89	3,65	0,71	3,69	1,36	3,61	0,65
K_2O	2,47	1,15	3,52	1,22	3,52	1,27	3,55	0,84
P_2O_5	0,26		0,16		0,14		0,15	
n =	(171)		(86)		(65)		(100)	
B	12,5		14,2		20,2		21	
Ba	1032,5		533		673		780	
Co	8,8		3		3		3	
Cr	16,5		11,4		8		16,6	
Cu	6,8		4,8		6,4		6,6	
Ni	8,4		4,1		3		4,5	
Sc	8,9		4,5		3		4,3	
Sn	5		5		5,1		5,4	
Sr	663,5		231		208		428	
V	69,3		12,6		12		36,5	
Y	21,7		15,6		7,6		10,4	
Zr	182,4		104		73,3		111	
Pb	17,5		17,9		—		—	
n =	(77)		(67)		(8)		(14)	

Contents of main element oxides taken from Hovorka (in print), that of trace elements from Cambel — Medveď (1981). The group I corresponds to the weighted arithmetic mean of diorite and gabbrodiorite, the group II to granite, the group III to values indicated for leucocratic granite whereas the group IV to autometasomatic and autometamorphic granite (all data tab. 7, p. 18 in Hovorka l. c.).

Obsah kysličníkov hlavných prvkov z práce D. Hovorku (v tlači). Obsah stopových prvkov z práce Cambel — Medveď (1981). Obsah v skupine I zodpovedá váženému aritmetickému priemeru skupiny dioritov a gabrodioritov, skupina II zodpovedá hodnotám granitov, skupina III hodnotám uvedeným pre leukokratické granity a skupina IV zodpovedá hodnotám uvedeným pre autometasomatické — autometamorfované granity (všetky údaje tab. 7 na s. 18, l. c.).

1980) did not change during the fusion.

5) The operation of "batch melting" (Shaw, 1970) is supposed.

In the limits of these preconditions (the same as used by Price — Taylor, 1977) we attempted to draw up models of REE and petrogenous element contents in rocks at different degrees of fusion and at various rates of liquid and residue that enter subsequently into mixtures.

Analytical data of West Carpathian granitoids (tab. 4) were compared with model compositions obtained by 20 per cent partial fusion and mixing of the liquid with residue in 6 : 4 ratio (model A) as well as

by 5 per cent partial melting of the original substratum and subsequent mixing of the liquid with residue in 3 : 7 ratio (model B). Results reveal relatively good agreement between contents of petrogenous elements and REE content for the model A (fig. 4).

It must be stressed out that even low modal quantities of accessories (e. g. 1—2 per cent of apatite or 4—5 per cent of garnet) have considerable impact on the REE distribution whereas the size of Eu-anomaly is controlled by the amount of plagioclase left in the residue (Price — Taylor, 1977).

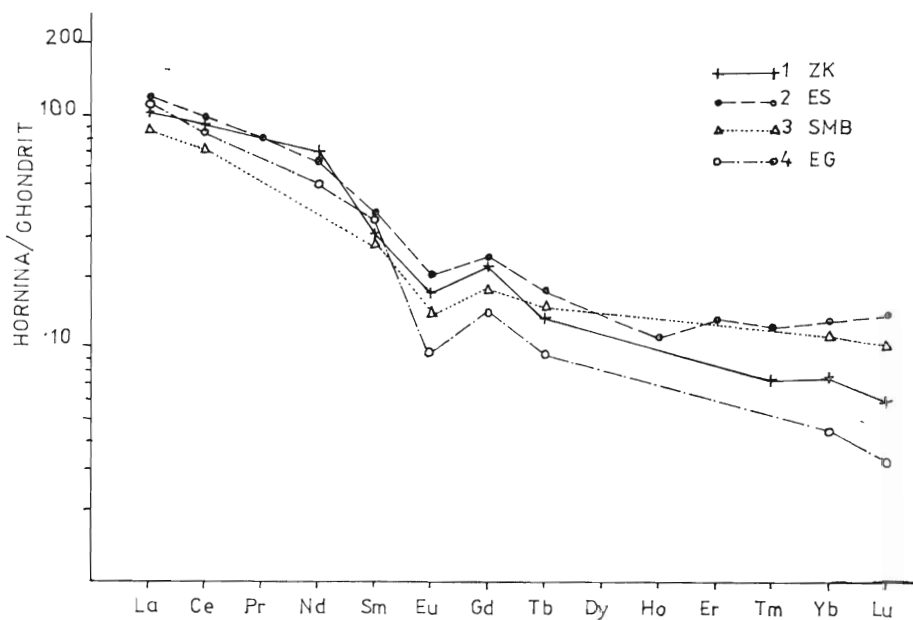


Fig. 3. Normalized REE distribution pattern in granitoids and metasediments. ZK — the main type (type I) of granitoids in the West Carpathians, ES — European Paleozoic Shales (Haskin — Haskin 1966), SMB — granitoids of the South Mountain Batholit, Lower Carboniferous, peraluminous type (Muecke — Clarke 1981), EG — unaltered granites of South-Western England (Alderton et al., 1981)
Obr. 3. Normalizovaný diagram distribúcie vzácnych zemín v granitoidoch a meta-sedimentoch; ZK — základný typ granitoidov (typ I) Západných Karpát, ES — európske paleozoické bridlice (Haskin — Haskin, 1966), SMB — granodiority batolitu South Mountain, spodný karbón, peraluminózne (Muecke — Clarke, 1981), EG — granity juhozápadného Anglicka, nepremenené (Alderton et al., 1980)

The verification of these models needs detailed knowledge on mineral composition and geochemistry of metamorphic complexes which may have served as source material for West Carpathian granitoids. The assessment of lithology and geochemistry of the volcanosedimentary complex within the West Carpathian crystalline may become the key to the solution of the granitoid genesis. The hitherto but sporadic data on lithology of metasediments in the West Carpathian crystalline may become key to the

original sediments were geochemically "immature" rocks of greywacke composition.

In the limits of indicated knowledge on REE contents and distribution in Variscan granitoids of the West Carpathians, their genesis (relative to the I type) is as follows. The respective rocks originated by partial anatexis of a sedimentary-volcanogenous complex containing, besides overwhelming metasediments of clastic to argillaceous nature, also metavolcanites of tholeiitic composition. The presence of the latter in

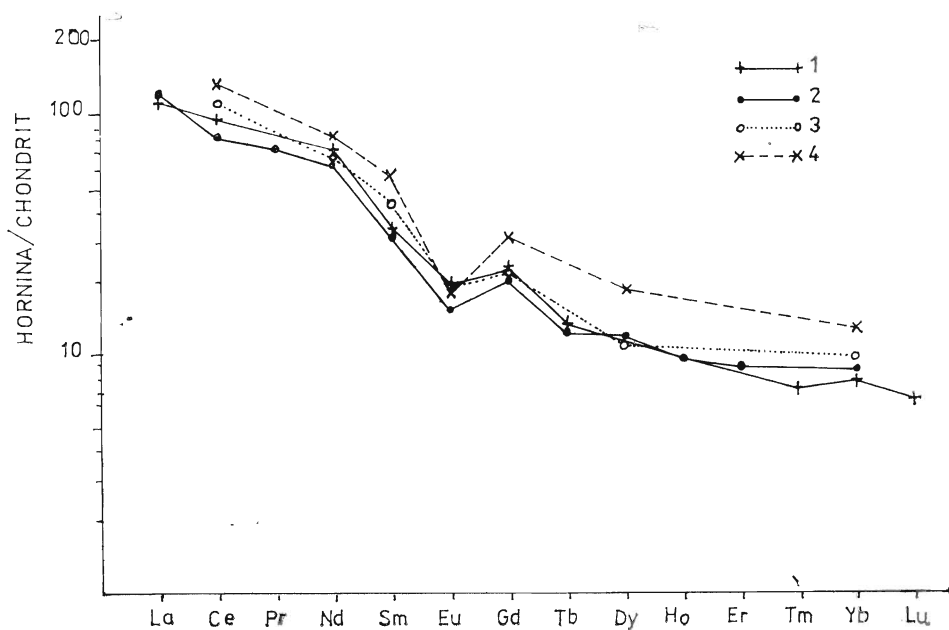


Fig. 4. Comparison between the normalized REE distribution pattern in granitoids and different models of anatectic melt composition. 1 — the main type of granitoids in the West Carpathians (type I), 2 — the "Koetong" granites of Australia, S-type (Price — Taylor 1977), 3 — model composition calculated from 20 per cent of partial melting and mixing of the liquid with residue in 6:4 ratio, 4 — model composition calculated from 5 per cent partial melting and mixing of the liquid with residue in 3:7 ratio, data for 3 and 4 in tab. 4

Obr. 4. Porovnanie normalizovaného obrazu distribúcie vzácnych zemín v granitoidoch a v rozličných modeloch zloženia anatektickej taveniny, 1 — základný typ granitoidov (typ I) Západných Karpát; 2 — granity Koetong, Austrália (S — typ, Price — Taylor, 1977), 3 — model zloženia vypočítaný 20 % parciálnym tavením priemernej bridlice pri zmiešaní výtavku so zvyškom v pomere 6:4; 4 — model zloženia vypočítaný 5 % parciálnym tavením priemernej bridlice a pri zmiešaní výtavku so zvyškom v pomere 3:7; 3, 4 — údaje v tab. 4

the anatectic zone is substantiated by occurrences of metadolerites to hornblendites transformed to various degrees by anatexis within imperfectly homogenized (mostly

Calculated models of granitoid composition
Vypočítané modely zloženia granitoidov

Tab. 4

	ZK-I	model A	model B	GV
SiO ₂	68,50	71,10	67,50	89,40
TiO ₂	0,50	0,40	0,70	0,02
Al ₂ O ₃	16,00	15,20	16,50	6,00
FeO+	3,50	3,40	5,00	0,21
MnO	0,08	0,06	0,08	0,24
MgO	1,60	1,40	2,00	0,14
CaO	3,20	1,20	1,80	0,29
Na ₂ O	4,10	3,20	2,50	0,77
K ₂ O	2,50	4,00	4,00	2,91
Ce	84,40	92,30	117,40	7,70
Nd	45,80	41,60	52,80	3,70
Sm	6,20	9,10	12,00	0,90
Eu	1,51	1,5	1,40	1,00
Gd	6,25	5,70	8,60	1,10
Dy	3,60**	3,50	6,30	1,40
Yb	1,64	2,30	3,60	0,50

ZK-1 — average composition of the main type of West Carpathian granitoids, model A — calculated composition obtained by 20 per cent partial fusion of an average shale and mixing of the liquid with residue in 6:4 ratio, model B — calculated composition obtained by 5 per cent partial fusion of an average shale and mixing the liquid with residue in 3:7 ratio. The liquid corresponds, in all cases, to the minimum in the Q-Or-Ab system (Tuttle — Bowen 1958), GV — composition of granitic veins (Price — Taylor 1977), FeO+ — total iron as FeO, ** — values obtained by interpolation. All analyses recalculated to anhydrous state.

ZK-I — priemerné zloženie základného typu (typ I) granitoidov Západných Karpát; model A — model zloženia vypočítaný 20 % parciálnym tavením priemernej bridlice pri zmiešaní výtavku so zvyškom v pomere 6:4; model B — model zloženia vypočítaný 5 % parciálnym tavením priemernej bridlice pri zmiešaní výtavku so zvyškom v pomere 3:7; tavenina v obidvoch prípadoch zodpovedá minimu v systéme Q-Or-Ab (Tuttle — Bowen, 1958); GV — zloženie granitových žíl (granitic vein, Price — Taylor, 1977); FeO+ = celkové železo ako FeO; ** = hodnoty získané interpoláciou; všetky analýzy prepočítané na bezvodnú formu

marginal) portions of granitoid massifs. However, data point only to lesser influence of metabasites on the final composition of granitoids.

Further types of granitoids (type II to IV) originated by differentiation and fractionization processes from the type I. In the case of leucogranites however other ways of their generation may be assumed relying on results presented here:

a) Leucogranites *sensu stricto* were produced by differentiation and fractionation from the main (I) type. This mode of origin is partly ascribed to rock types (bodies) ranged among the III type.

b) Leucogranites do not represent differentiation products but, probably, we are dealing with a separated phase produced at early stages of melting and producing a pronounced leucocratic metatect at the expense of substratum. The complementary type would be the biotite "schlieren" and "layers" (biotite selvage of Price — Taylor, 1977).

Rocks of this group (discerned as type V) occur mostly in marginal parts of granitoid massifs near to contacts with their mantle. Granitoids of this type have not been described hitherto in the West Carpathian literature. Their presence is, at the same time, one of proofs for the generation of granitoids by partial anatexis. To the contrary, differentiation processes may not explain the generation of such rock types.

A broadly discussed and ambiguously explained problem of West Carpathian Variscan granitoids is the genesis of granite to granodiorite of the "Prašivá" i. e. "autometamorphosed" type (type IV). As it was shown, the normalized REE distribution patterns of the type I and IV are planparallel (fig. 2). Both types are also characterized by a negative Eu-anomaly.

It has been proved recently that alkaline metals migrating in the domain of sub-

solidus autometamorphic or hydrothermal alteration are followed also by rare earths of granitoids (Bowden et al., 1979; Alderton et al., 1980 etc.). Applying this knowledge to the genesis of discussed West Carpathian granitoids one may deduce that granitoids did not generate by extensive alkaline (mostly potash) metasomatism as,

in this case, the normalized REE pattern of type IV should be completely different from that of type I. Extensive investigations of REE mobility at various kinds of alteration in granites of SW England (Alderton et al. 1980) prove the depletion of all REEs, except of Eu proved by slight or no Eu-anomaly, during the potash-sili-

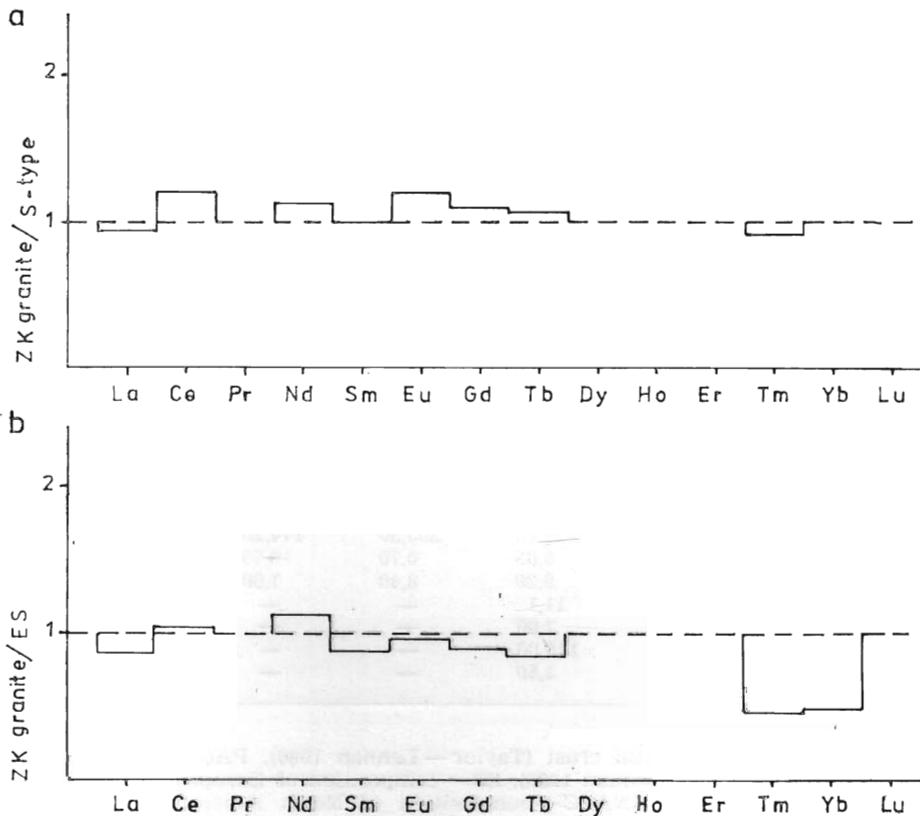


Fig. 5a. Normalized REE distribution pattern in the main type of West Carpathian granitoids (type I). The composition of "Koetong" granite, Australia (Price — Taylor 1977) taken as normalizing factor

Fig. 5b. Normalized REE distribution pattern in the main type of West Carpathian granitoids (type I). The composition of European Paleozoic Shales (Haskin — Haskin 1966) taken as normalizing factor

Obr. 5a. Normalizovaný diagram zloženia základného typu granitoidov (typ I) Západných Karpát. Ako normalizačný faktor použité zloženie granitov Koetong, Austrália. S — typ (Price — Taylor, 1977)

Obr. 5b. Normalizovaný diagram zloženia základného typu granitoidov (typ I) Západných Karpát. Ako normalizačný faktor použité zloženie „európskych paleozoických bridlic“ (Haskin — Haskin, 1966)

cate alteration (crystallization of orthoclase at the expense of plagioclase and biotite).

Considerations on the source material for the petrogenesis of West Carpathian granitoids are hitherto based on few data. Nevertheless, setting out from the ascertained negative Eu-anomaly in their main type (I), we may conclude partly on the age of this substratum. Data from meta-sediments of various age (Archaic to Pa-

leozoic) allow the postulation of generally accepted deductions on the enrichment of archaic sediments by Eu (positive Eu-anomaly; Jakeš — Taylor, 1974; Nancy — Taylor, 1976; Lennan et al., 1980). Contents of further elements (e. g. that of K, Rb, U, Th, tab. 5) are different, too. These data support the probability that this substratum, in the case of West Carpathian granitoids, was of Early Paleozoic age.

Composition of metapsammities and granitoids of various age
Zloženie metapsamitov a granitoidov rozličného veku

Tab. 5

	ACC	PACC	ES	NASC	KG	ZK
La	12,60	30,00	41,10	32,00	36,30	34,80
Ce	26,80	64,00	81,30	73,00	69,20	84,40
Pr	3,13	7,10	10,40	7,90	10,10	—
Nd	13,00	26,00	40,10	33,00	38,60	45,80
Sm	2,78	4,50	7,30	5,70	6,20	6,20
Eu	0,92	0,88	1,52	1,24	1,20	1,51
Gd	2,85	3,80	6,03	5,20	5,40	8,25
Tb	0,48	0,64	1,05	0,85	0,80	0,90
Dy	2,93	3,50	—	5,80	4,40	—
Ho	0,63	0,80	1,20	1,04	0,80	—
Tm	0,26	0,33	0,56	0,50	—	0,19
Yb	1,79	2,20	3,29	3,10	1,80	1,64
Lu	0,27	0,32	0,58	0,48	—	0,20
TR _{total}	70,30	146,40	203,50	174,20	174,80	181,90
Eu/Eu ⁺	1,00	0,65	0,70	0,70	0,60	0,72
LaN/YbN	4,80	9,20	8,40	7,00	13,50	14,10
Th	3,50	11,1	—	—	20,00	13,00
U	0,92	2,90	—	—	4,00	1,80
Rb	30,00	115,00	—	—	239,00	82,50**
K ₂ O	1,10	3,50	—	—	4,40	2,47

ACC — Archaic continental crust (Taylor — Lennan 1980), PACC — Paleozoic continental crust (Taylor — Lennan 1980), ES — composition of European Paleozoic Shales (Haskin — Haskin 1966), NASC — composition of North American Shale Complex (Haskin — Paster 1979), KG — average of the "Koetong" granite, Australia (Price — Taylor 1977), ZK — composition of the main type (type I) of the West Carpathian granitoids (n = 6), Eu⁺ — theoretic value obtained through non-anomalous normalized value, N — normalized value, ** — taken from Cambel et al. (1981), n = 10, average of granodiorites in the Bratislava massif)

ACC — archaická kontinentálna kôra (Taylor — Lennan, 1980), PACC — paleozoická kontinentálna kôra (Taylor — Lennan, 1980), ES — zloženie „európskych paleozoických bridlíc“ (Haskin — Haskin, 1966), NASC — zloženie paleozoických severoamerických bridlíc (Haskin — Paster, 1979), KG — zloženie granitov Koetong, Austrália (Price — Taylor, 1977), ZK — zloženie základného typu (typ I) granitoidov Západných Karpát (n = 6); Eu⁺ — teoretická hodnota získaná na základe neanomálnej normalizovanej hodnoty; N — normalizované hodnoty; ** — prevzaté z práce Cambel et al., 1981 (n = 10, priemer granodioritov bratislavského masívu)

Conclusions

The partly preserved "complete" development (including the types I to IV) of Variscan massifs in the West Carpathian "Core Mountains" and Slovak Ore Mts. point to their isolated generation. In accordance with such assumption and with arguments summarized recently (Hovorka, 1979), the magma of granitoid massifs in Early Paleozoic near-to-continental type of crust created no continuous "layer". To the sites of higher heat flow (?). The emplacement of granitic melts sensu lato into higher crustal levels occurred but after the culmination of the Variscan orogeny (late-orogenic to postkinematic massifs) in places of tectonic predisposition within the Early Paleozoic substratum.

Processes of fractional fusion and crystallization produced generally only a less differentiated rock suite in which biotite is the main mafic mineral. In the case of complete preservation, massifs have the following generalized rock content: the central part is composed of medium-grained biotite granodiorite to tonalite passing towards the margins (both laterally and vertically) into two-mica, frequently porphyritic, granodiorite. The marginal zone is composed of whether porphyritic type with pink potash feldspar (Prašivá type) or of leucocratic granodiorite to granite (both types). The chondrite normalized REE distribution pattern and its comparison with model types points to the generation of granitic rocks at the expense of a supra-crustal metamorphic sequence consisting of metaclastics, metapelites and tholeiitic metabasite intercalations.

LITERATURA

- Alderton, D. H. M. — Pearce, J. A. — Potts, P. J. 1980: Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 49, pp. 149—165.
- Bowden, P. — Bennett, J. N. — Whitley, J. E. — Moyses, A. 1979: Rare earths in Nigerian granites and related rocks. In: *Origin and distribution of the elements* (L. H. Ahrens Ed.). Oxford, pp. 479—491.
- Bowen, N. L. 1928: The evolution of igneous rocks. Princeton, New Jersey.
- Brown, G. C. — Fyfe, W. S. 1970: The production of granitic melts during ultra-metamorphism. *Contr. Mineral. Petrology. (Berlin — New York)*, 28, pp. 310—318.
- Burchart, J. 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatras Mountains. *Amer. J. Sci.*, 266, pp. 835—907.
- Cambel, B. — Spišiak, J. 1979: Geochemistry of rare earths in metabasites of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, pp. 413—431.
- Cambel, B. — Medved, J. 1981: Contents of trace elements in granitoid rocks of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 32, pp. 3—28.
- Cambel, B. — Ščerbak, N. P. — Bartnickij, E. N. — Kamenický, L. — Veselský, J. 1977: Nekotoryje svvedenija po geochronologii kristallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannyh U—Th—Pb metoda. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 28, s. 243—259.
- Cambel, B. — Bagdasarjan, G. P. — Veselský, J. — Gukasjan, R. Ch. 1979: Novyje dannyje opredelenija vozrasta porod Slovakij rubidij-stroncijevym i kalij-argonovym metodami i vozmožnosti ich interpretacii. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, s. 45—60.
- Cambel, B. — Bagdasarjan, G. P. — Veselský, J. — Gukasjan, R. Ch. 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 27—48.
- Clemens, J. D. — Wall, V. J. 1981: Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canad. Mineralogist*, 19, pp. 111—131.
- Evensen, N. M. — Hamilton, P. J. — Onions, R. K. 1978: Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 42, pp. 1199—1212.
- Fyfe, W. S. 1970: Some thoughts on granitic magmas. In: *Mechanism of igneous intru-*

- sion (G. Newall — N. Rast, Eds.). *Geol. J., Special Issue*, 2.
- Gast, P. W. 1968: Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 32, pp. 1057—1086.
- Griffin, T. J. — White, A. J. R. — Chappel, B. W. 1978: The Moruya Batholith and geochemical contrasts between the Moruya and Jindabyne Suites. *J. Geol. Soc. Aust. (Sydney)*, 25, pp. 235—247.
- Haskin, L. A. — Haskin, M. A. 1966: Rare earth in European shales: a redetermination. *Science (Washington)*, 154, pp. 507—509.
- Hine, R. — Williams, I. S. — Chappel, B. W. — White, A. J. R. 1978: Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J. Geol. Soc. Aust. (Sydney)*, 25, pp. 219—234.
- Hovorka, D. 1975: The litology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). *Krysťalinikum*, 11, pp. 87—99.
- Hovorka, D. 1979: Genéza variských magmatitov Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 72, s. 131—148.
- Hovorka, D. 1980: The West Carpathians crust origin and plutonite formations. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 523—535.
- Hovorka, D. (in print): Chemical composition of the Western Carpathians Variscan granites. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 38.
- Hovorka, D. — Spišiak, J. (in print): The geochemistry and genesis of Variscan granites, the Western Carpathians. *Kongres KBGA, Bukurest*.
- Chappell, B. W. — White, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacif. Geol. (Tokyo)*, 8, pp. 173—174.
- Jakeš, P. — Taylor, S. R. 1974: Excess europium content in Precambrian sedimentary rocks and continental evolution. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 38, pp. 739—745.
- Kamenický, J. 1968: Tvorba granitoidov v Západných Karpatoch. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 62, s. 23—29.
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 19, pp. 7—20.
- Kantor, J. 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 55, s. 159—168.
- Kantor, J. 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa Ar/K⁴⁰ metódy. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 16, s. 5—10.
- Kantor, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 60, S. 303—317.
- Lennan, S. H. — Nance, W. B. — Taylor, S. R. 1980: Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 44, pp. 1833—1839.
- MaheI, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, sér. Geol.*, 4, 119 p.
- Muecke, G. K. — Clarke, D. B. 1981: Geochemical evolution of the South Mountain batholith, Nova Scotia: rare element evidence. *Canad. Mineralogist*, 19, pp. 133—145.
- Nancy, W. B. — Taylor, S. R. 1976: Rare earth element patterns and crustal evolution, I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 40, pp. 1539—1551.
- Perrin, R. — Roubault, M. 1939: Le granite et les réactions à l'état solide. *Carte géol. Algérie Bull.*, 4, 5, 168 p.
- Pettijohn, F. J. 1957: Sedimentary rocks. *New York. Harper and Brothers Co.* 718 p.
- Price, R. C. — Taylor, S. R. 1977: The rare earth element geochemistry of granite, gneiss, and migmatite from the Western Metamorphic Belt of South-eastern Australia. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York)*, 62, pp. 249—263.
- Ramberg, H. 1944: The thermodynamics of the Earth's crust. 1. Preliminary survey of principal forces and reactions in the Earth's crust. *Norsk geol. Tidsskr.*, 24, pp. 98—111.
- Shaw, D. M. 1970: Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 34, pp. 237—243.
- Schnetzler, C. C. — Philpotts, J. A. 1970: Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix and rock-forming mineral phenocrysts — II. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 34, pp. 331—340.
- Schnetzler, C. C. — Philpotts, J. A. 1969: Partition coefficients of rare-earth elements and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts I. In: *Origin and distribution of the elements (L. H. Ahrens, Ed.)*, London, Pergamon Press.
- Tuttle, O. F. — Bowen, N. L. 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ — KAlSi₃O₈ — SiO₂ — H₂O. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 74, 153 p.
- Vilínovič, V. 1981: Granitoids of the Malé Karpaty Mts.; petrochemical classification and crystallization path. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 32, pp. 489—503.
- Walton, M. 1960: Granite problems. *Science (Washington)*, 131, pp. 635—645.

White, A. J. R. — Williams, I. S. — Chappell, B. W. 1976: Geology of the Berridale 1:100 000, sheet 8625. *Geol. Surv. N. S. W.*

White, A. J. R. — Chappell, B. W. 1977: Ultrametamorphism and granitoid genesis. In: *Experimental petrology related to extreme metamorphism*. (D. H. Green,

Ed.). *Tectonophysics* (Amsterdam), 43, pp. 7—22.

Wyllie, P. J. — Huang, W. L. — Stern, C. R. — Maaloe, S. 1976: Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. *Canad. J. Earth Sci.*, 13, pp. 1007—1019.

Geochémia prvkov vzácnych zemín a petrologický model vzniku variských granitov Západných Karpát

DUŠAN HOVORKA — JÁN SPIŠIAK

Variské plutonické horniny granitového radu sú základom morfoštruktúrnych jednotiek — jadrových horstiev aj veporických zón Slovenského rudohoria. Na povrchu majú plochu niekoľko desiatok km² (Považský Inovec, Žiar), stoviek km² (Tatry, Veľká a Malá Fatra a i.). Najrozsiahlejší je masív Slovenského rudohoria (v dĺžke 80 a šírke 30 km). V rámci jednotlivých telies sa v minulosti vyčlenili viaceré základné petrografické typy a spravidla sa označovali podľa miesta výstupu („vysokotatranský“ typ a pod.).

Podľa priestorových vzťahov a minerálneho zloženia vyčlenil D. Hovorka (v tlači) štyri typy granitoidov variscika Západných Karpát a podal ich základnú geochemickú a petrogenetickú charakteristiku.

I. *Stredozornné biotitické granodiority (tonality)*, miestami s akcesorickým až vedľajším podielom amfibolu, sú najrozšírenejším typom variských plutonitov Západných Karpát. Sú známe pod rozličným označením (vysokotatranský, dumbiersky, síhlansky, smrekovický, modranský a i.). Charakteristické je, že v prípade zachovania celých masívov plutonitov tento typ vždy tvorí centrálnu časť masívu. Smerom na okraj (laterálne) a vrchnú časť (vertikálne) telies prechádzajú do ďalších vyčlenených typov.

II. *Dvojsludné (často porfyrikové) typy granodioritov* tvoria okrajový lem napr. masívu Slovenského rudohoria v jeho južnej časti.

III. *Leukokratné granity, lokálne granodiority*, sú typicky vyvinuté v severozápadnej okrajovej zóne masívu Tatier. Pre typy tejto

skupiny je charakteristický prevažne nízky obsah tmavých minerálov — sludy.

IV. *Porfyrikové granodiority* (granity s ružovými K-živcami, typ Prašivá) sú známe z niekoľkých jadrových horstiev (Tatry, Malá a Veľká Fatra a i.) a zo Slovenského rudohoria. Na rozdiel od starších predstáv o rozsiahlej káliovej metasomatóze ako vedúcom procese vzniku týchto typov sa v posledných rokoch predkladajú náhľady o ich neskoromagmatickom vývoji, t. j. v PT podmienkach v „nadsolidovej“ oblasti (Hovorka, 1979).

Okrem základných skupín granitoidov sme vyčlenili skupinu leukogranitov, ktoré nie sú produktom diferenciačných procesov a svojím zložením pravdepodobne zodpovedajú „metatektu“ (skupina V). Samostatne sme bádali aj skupinu migmatitov (skupina VI). Na genetickú interpretáciu sme použili analýzy hornín na petrogénne a stopové prvky skupiny vzácnych zemín.

Podľa pozorovaní a údajov o obsahu a distribúcii prvkov vzácnych zemín v granitoidoch variscika Západných Karpát sa ich genéza (vzťahovaná na typ I) javí takto: taveniny vznikli parciálnou anatexiou sedimentárnovulkanického komplexu, v ktorom okrem výrazne objemovo prevládajúcich metasedimentov klasticko-ílovitej sekvencie boli zastúpené aj metavulkanity tholeitového typu. O prítomnosti takýchto metavulkanitov v zóne anatexie svedčia výskyt anatekticky rozlične intenzívne transformovaných metabazitov typu metadioritov až hornblenditov vystupujúcich v nedokonale homogenizovaných (pre-

važne okrajových) častiach granitových masívov. Na základe výskumov možno predpokladať, že metabazity výsledné zloženie granitoidov podstatne neovplyvnili. Ďalšie typy granitov (typ II, III) vznikli diferenciáciou z typu I. Ale v prípade leukogranitov treba podľa novších údajov uvažovať o ich rozličnej genéze: a) leukogranity s. s. ako produkt diferenciácie a frakcionácie, b) leukogranity, ktoré nepredstavujú produkt diferencičných procesov, ale sú pravdepodobne separovanou fázou generovanou pri málo pokročilej anatexii a pri súčasnom oddelení výrazne leukokrátneho metatektu od substrátu. Takéto typy sa označujú ako „granitic vein“ (Price — Taylor, 1977). Komplementárne k uvedeným typom hornín by mali byť biotitové „šmuhy“ (biotite selvage).

Nejednoznačne interpretovaným problémom variských granitoidov Západných Karpát je genéza „autometamorfných“ (prašivských) granitov (granodioritov; typ IV). Priebeh normalizovaných kriviek vzácnych zemín v základnom a autometamorfovanom type granitoidov je zhodný. Pre obidva typy je charakteristická negatívna Eu-anomália. V ostatnom čase sa dokázalo, že alkalické kovy migru-

júce v oblasti subsolidových, autometamorfných či hydrotermálnych premien granitoidov sú sprevádzané prvkami vzácnych zemín (Bowden et al., 1979, Alderton et al., 1980 atď.). Z aplikácie tohto zistenia na genézu predmetného typu granitov Západných Karpát vychodí, že tieto typy nevznikli procesmi rozsiahlej alkalickej (prevažne kálievej) metasomatózy, lebo v takom prípade by normalizovaný obraz prvkov vzácnych zemín v type IV musel byť výrazne odlišný od typu I.

Miestami zachovaný „kompletný“ vývoj (t. j. typ I—IV) variských masívov granitovej série jadrových horstiev a Slovenského rudohoria svedčí o ich izolovanom formovaní sa. V súlade s touto predstavou a dôvodmi zhrnutými v minulosti (Hovorka, 1979) magma granitových masívov v ranopaleozoickej kôre blízkej kontinentálnemu typu netvorila súvislú „vrstvu“, ale vznikla anatektonickými procesmi v miestach zvýšeného tepelného toku (?). Preniknutie granitických tavenín s. l. do vyšších úrovní kôry prebehlo po kulminácii variského orogénu (neskorokinematické až postkinematické masívy) v miestach tektonického predisponovania ranopaleozoického substrátu.

Geologický výklad seizmického výskumu v Liptovskej kotline so zreteľom na výskyt ropy

BARTOLOMEJ LEŠKO*, IVAN IBRMAJER**

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

** Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 621 00 Brno

(5 obr. v texte)

Doručené 10. 8. 1982

Геологическое изложение сейсмических результатов Липтовской впадины с точки зрения месторождений нефти

Сейсмическое волновое изображение на территории южнее Высоких Татер позволили взглянуть на геологические условия подповерхностного и глубинного строения земной коры. Анализом генезиса Западных Карпат и актуального сейсмического изображения авторы предполагают, что горы Высоких Татер на глубине приблизительно 6000 метров и ниже возможно установить палеозойские и более древние части северо-европейской платформы, которые могут быть перспективными для месторождений газа.

Geological explanation to seismic investigations in the Liptovská kotlina basin with regard to crude oil occurrences

The seismic wave pattern in the area southwards from the High Tatra Mts. allowed to examine both surface-near and deep crustal structures. According to the actual seismic picture and analyzing the West Carpathian development, the authors presume that there is possibility to discover Paleozoic or else older units of the North European platform present in depths about 6,000 m within the horst structure of the High Tatra Mts. These units may be highly prospective for natural occurrences of hydrocarbons.

Charakteristickou črtou alpsko-karpat-skej sústavy je príkrovová stavba. Tá je v západokarpatskom segmente veľmi zreteľná najmä v jeho vonkajších pásmach,

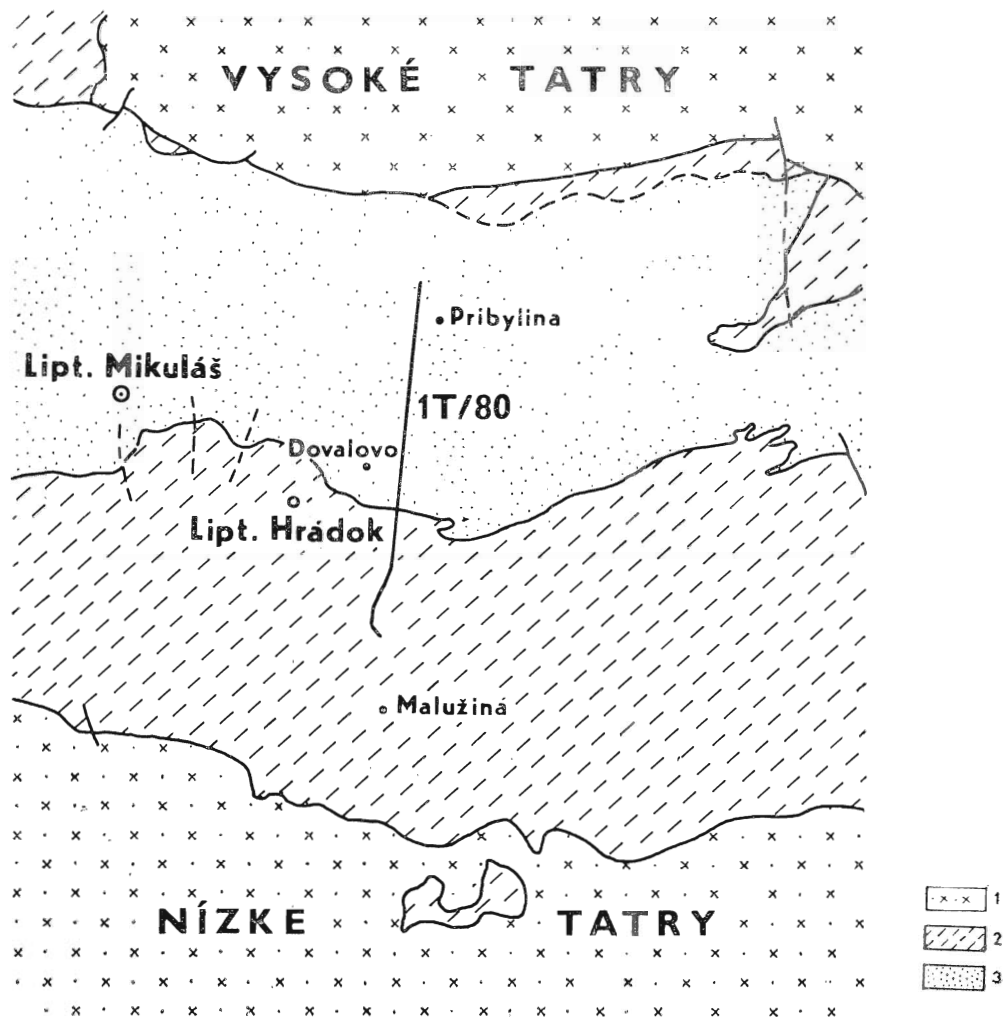
ale vo vnútornej a južnej časti je menej jasná, lebo ju zastierajú mladšie pokrývne útvary a výplň mladých terciérnych panví. V rámci ocenenia jej ropného a plynového

potenciálu sme po ukončení seizmického merania na transkarpatských profiloch série K (Beránek — Leško, 1974) vykonali reflexnoseizmické sondovanie na profile 1T/80 v Liptovskej kotline a na južných svahoch Nízkych Tatier (obr. 1). Práce boli zamerané najmä na sledovanie mocnosti paleogénnych sedimentov, postavenie a

mocnosť príkrovových jednotiek vnútorných Karpát, ako aj na hlbšiu stavbu kôry.

Seizmický vlnový obraz

V seizmickom obraze pod Liptovskou kotlinou a sčasti aj na severnom úbočí



Obr. 1. Geologická situácia seizmického profilu 1T/80. 1 — kryštalinikum, 2 — mezozoikum, 3 — paleogén

Fig. 1. Geological situation along the seismic profile 1T/80. 1 — crystalline, 2 — Mesozoic, 3 — Paleogene

Nízkyh Tatier (obr. 2) možno z hľadiska korelovateľnosti a dynamického prejavu v časových rezoch rozlíšiť niekoľko výrazných zoskupení reflexov. V najvrchnejšom možno na čase od 0 do 4 s, od 0,5 do 0,75 s sledovať dynamicky najvýraznejší a takmer neprerývaný korelovateľný horizont. Nižšie, asi do 4 s, sa vlnový obraz vyznačuje chaotickým priebehom reflexov s krátkymi osami synfáznosti a značným sklonom.

Na čase od 4,0 do 5,4 s možno vyčleniť ďalší komplex reflexov, vyznačujúci sa úplne odlišným prejavom vlnového obrazu a výskytom približne paralelne orientovaných a pomerne na veľkú vzdialenosť korelovateľných osí synfáznosti. Dynamicky najvýraznejší reflex tohto zoskupenia sa dá sledovať na čase 4,2 až 4,5 s (obr. 3 a 4). Od 4 km je jeho pokračovanie ďalej prerývané korelovateľné smerom na J. Od 3,1 km v tom istom smere je tento komplex reflexov narušený výskytom anomálne uklonených reflexov (obr. 3), ktoré azda môžu zodpovedať bočným odrazom alebo príkro upadajúcim rozhraniam spôsobeným tektonickou komplikáciou rozdielnych litologických celkov. Ale celkový charakter reflexov pripomína vrstvitú a sedimentárne prostredie. Najhlbšie uložený komplex reflexov (od 5,4 do 10,0 s; obr. 4) je charakteristický značným výskytom odrazových elementov s veľkým sklonom smerom na profil. Do času 7,8 s možno pozorovať krátke, takmer horizontálne útržky reflexov. Zmena charakteru na čase 7,8 s je osobitne viditeľná na migrovanej verzii časového rezu. Od toho času nastáva úbytok horizontálnych a subhorizontálnych reflexov a naopak prevládajú uklonené reflexy, ktoré sa pri migrácii prejavujú ako nereálne bočné odrazy alebo ako poruchové vlny.

Na čase od 10,0 s a nižšie sa objavujú dynamicky výrazné osi synfáznosti, ktoré svojimi frekvenciami a pozíciou v časo-

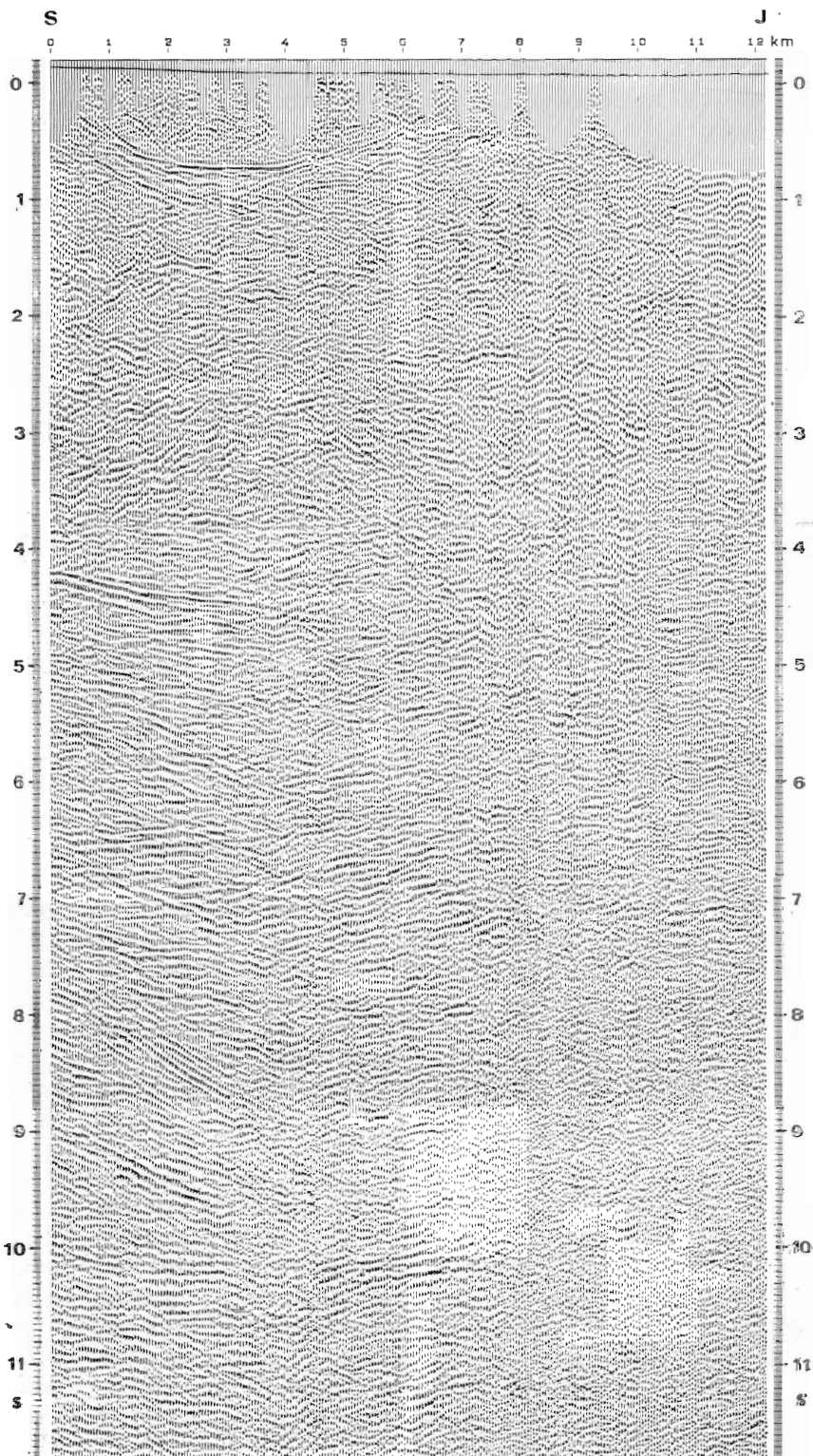
vom meradle už pravdepodobne zodpovedajú rozhraniu v predchodovej zóne medzi kôrou a vrchnou časťou plášťa. Pokladáme ich za prejav diskontinuity Moho.

Geologická aplikácia nameraných dát

Pri geologickej interpretácii nameraných seizmických dát vychádzame z predpokladu, že litologicko-tektonické zoskupenie či geologická situácia geologických jednotiek pod povrchom je v podstatnej miere analogická alebo približne zhodná s geologickým rozložením jednotiek známym na zemskom povrchu. Ďalej predpokladáme, že vlnový seizmický obraz reprezentuje rôznorodé fyzikálne vlastnosti a osobitosti litologického obsahu geologických jednotiek.

Prvý výrazný podpovrchový reflex na čase 0,5–0,7 s (obr. 2) nesporne reprezentuje bazálnu vrstvu paleogénnej sedimentácie, lebo jej fyzikálne vlastnosti a osobitosti litologického obsahu sú ostro odlišné, pretože paleogénnu bazálnu časť vytvára zlepenec s dolomiticko-vápencovými klastmi a organogénny vápenec. Reflexná hranica na báze paleogénu vystupuje na povrch miskovitým tvarom pri južnom okraji profilu medzi 7. a 8. km. Jej severné ukončenie je prerušené už v hĺbke 700 m pod úrovňou reliéfu. Pretože je tento reflex zdvojený, mohol by súčasne predstavovať aj dolomiticko-vápencové komplexy triasu najvyššieho príkrovu, lebo na južnom konci profilu, kde tieto vrstvy vystupujú na zemský povrch, sa takáto geologická situácia vytvára.

Nižšie, na čase 1,0 až 1,8 s, teda v hĺbkovom intervale od 1200 do 3600 m, niektoré výraznejšie reflexy by mohli upozorňovať na vápencovo-dolomitické vrstvy patriace do chočského a križňanského príkrovu, príp. reflexy na čase 1,6–1,8 s by mohli reprezentovať už mezozoické, resp. vrchné pa-



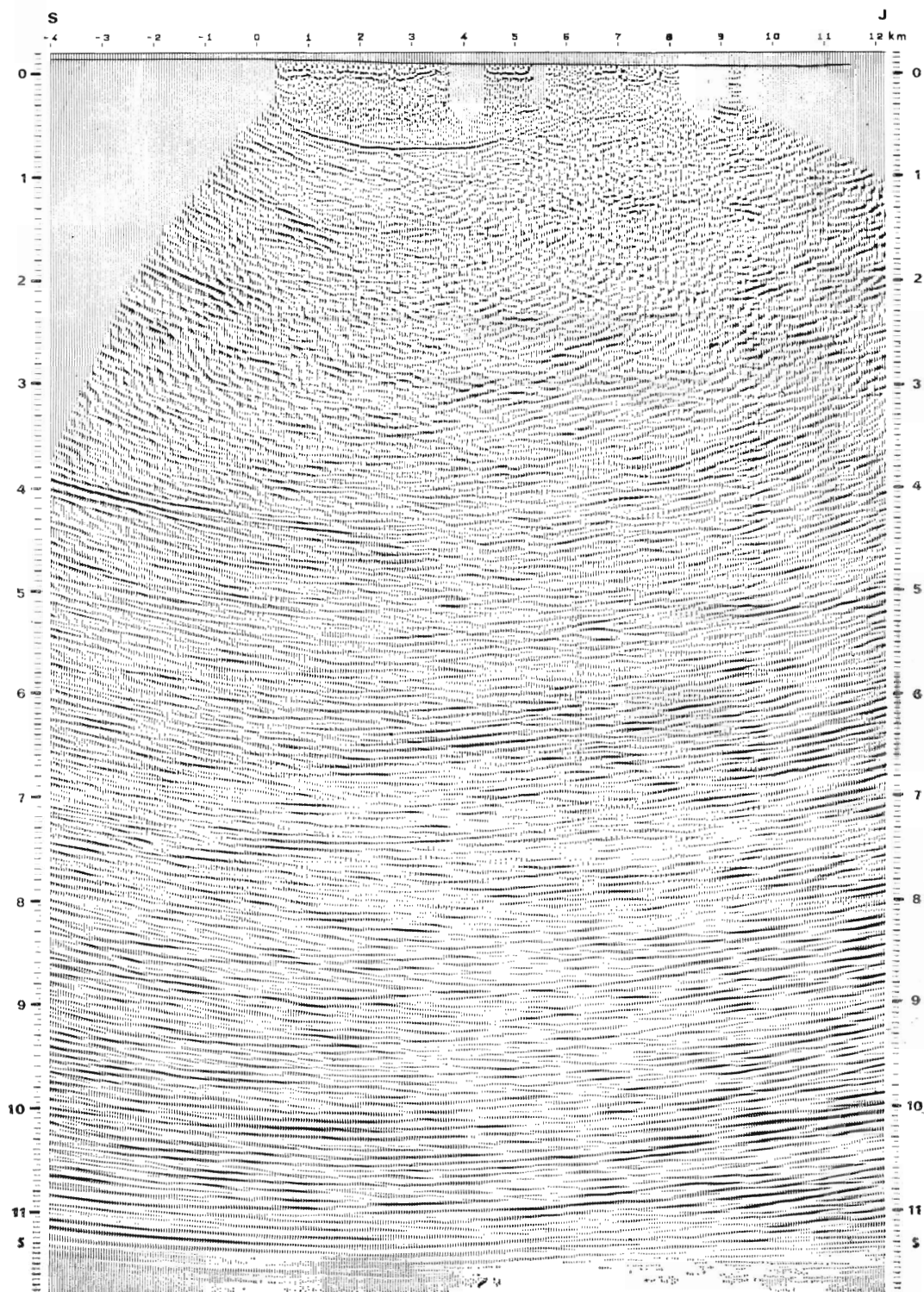
leozoické sedimenty tatrika — spodného austroalpínskeho príkrovu (Leško — Varga, 1980). Vnútri spomenutého vrchného komplexu reflexov, ktorý pravdepodobne zodpovedá trom uvedeným mezozoickým jednotkám, sa navyše prejavujú ešte dve podrobné seizmické rozhrania. Vrchné z nich by teoreticky mohlo zodpovedať báze chočského príkrovu (1,2 s) a spodné báze krížňanského príkrovu (1,8 s).

Hĺbkový interval asi od 3600 do 9000 m je na odrazové prvky chudobnejší a od povrchovej časti profilu odlišný. Jeho vlnový obraz je vyvolaný tektonicky rozbitým prostredím a vysokým úklonom čiastkových litologických krýh alebo fyzikálnym, viac-menej homogénnym litologickým prostredím, v našom prípade granitoidmi a kryštalickými bridlicami. Je pravdepodobné, že príčinou získaného vlnového obrazu sú obidva činitele. V tomto hĺbkovom intervale možno relatívne zvýšený výskyt reflexov pozorovať okolo 6000 m a od tejto úrovne sa do 3600 m nachádza minimum seizmického prejavu alebo nevýrazné („chaotické“) usporiadanie reflexov.

Získaný vlnový obraz z hĺbkového intervalu 3600—9000 m ponúka niekoľko alternatívnych geologických riešení. Napr. ak sa vychádza z predpokladu, že sa granitoidové a kryštalinické komplexy spodného austroalpínskeho príkrovu (tatrika) mohli za paleogénnych a spodnomiocénnych orogénov ako výsledok gravitačných pohybov extrémne nahromadiť v okrajovej pozícii karpatského oblúka, potom možno reflexy na čase 3,8—3,9 v hĺbke 8500—9000 m pripísať báze kryštalických bridlíc. Ale také enormné mechanické nahromadenie paleozoických a starších útvarov (5000—6000 m) v spodnom príkrove práve v dôsledku ex-

ternej pozície v karpatskom oblúku je málo pravdepodobné. Lebo práve v dôsledku ďalekého transportu spodného príkrovu (austroalpinika — tatrika) do externej pozície karpatského oblúka možno uvažovať, že bazálne vrstvy pôvodných horninových komplexov tohto príkrovu sú tektonicky redukované. Za túto interpretáciu sa prihovára aj jeho tektonické vyznievanie smerom na V od doliny Popradu, kde sa ani vo vlnovom seizmickom obraze viacej neprejavuje. V zmysle tejto alternatívy a za opísaných podmienok vývoja by sa mohli reflexy na čase 2,2—2,3 s, teda hĺbky 5600—6000 m, pokladať za seizmický prejav už bazálnej časti tatrika. Pod touto hranicou by nevýrazné zoskupenie reflexov až do úrovne času 3,8—3,9 s, teda do hĺbky asi 9 tisíc m, mohlo zodpovedať sedimentom už oligomiocénnej molasy, paleogénnym až kriedovým vrstvám pieninského bradlového pásma a flyšovým komplexom magurského až krosniansko-sliezskeho príkrovu.

Další komplex časového rezu zodpovedá hĺbkovému intervalu 9,5—14,0 km, kde sa zaznamenal mimoriadne výrazný reflexný horizont na čase 4,2—4,5 s (obr. 3, 4), ktorý intenzitou pripomína vlnový obraz z podložia paleogénu a z povrchu vrchných mezozoických príkrovov. Ak sa prihliada na časové a priestorové rozloženie Západných Karpát a na fakt, že reflexy podobnej intenzity v tej istej hĺbke sú rozšírené regionálne a zistené ďalej na V od Vysokých Tatier vo flyšovom pásme a bradlovom pásme, ako aj v podloží vnútrokarpatského paleogénu v Levočských vrchoch a v Šarišskej vrchovine, môžu tieto reflexy reprezentovať litologicky výrazné sedimenty, pravdepodobne karbonátového alebo psamitického zloženia. Na



geologickú identickosť tohto seizmického prejavu doteraz niet spoľahlivej odpovede, ale ak extrapolujeme geologické pomery z reflexného profilu NR 4-VIII-79 Cieszyn-Żywiec, smerujúceho z poľského územia na masív Babia hora a Pilsko, reflexná rovina tohto druhu tam reprezentuje metamorfované sedimenty prekambria severoeurópskej platformy zistené vo vrte Lodygowice-1 a Bystra IG-1. Avšak je možné aj to, že tieto reflexy v hraste Vysokých Tatier a v Liptovskej kotline sú odrazom karbonátových a psamitických sedimentov mezozoika alebo paleozoika platformy.

Kôrová vrstva v rozpätí 14–22 km by podľa reflexného obrazu mohla patriť granitoidovej vrstve, kým hĺbkový interval 22–23 km podľa charakteru vlnového obrazu by reprezentoval bazaltovú vrstvu kôry. Výrazné odrazové prvky od času 10,5 s spájame už s prejavom diskontinuity Moho. Ako o tom svedčia transkarpatské seizmické profily série K a medzinárodné profily IV–VI (Beránek et al., 1978), táto „plocha“ sa vyznačuje zdvojením reflexov a tektonickou komplikovanosťou azda v dôsledku posledných alpsko-karpatských orogénov.

Sledovaná oblasť z tektonického hľadiska predstavuje zaklesnutú priekopu, ktorá na povrchu vytvára Liptovskú kotlinu. Vznik priekopy možno datovať do vrchného bádenu s optimom v pliocéne a v štvrtohorách, o čom svedčí hrúbka sedimentov na J a S Slovenska. V strednom a vrchnom eocéne bola oblasť Vysokých Tatier stredom panvy a najpravdepodobnejšie po spodnom miocéne sa začala vertikálne členiť (Marschalko — Radomski, 1960).

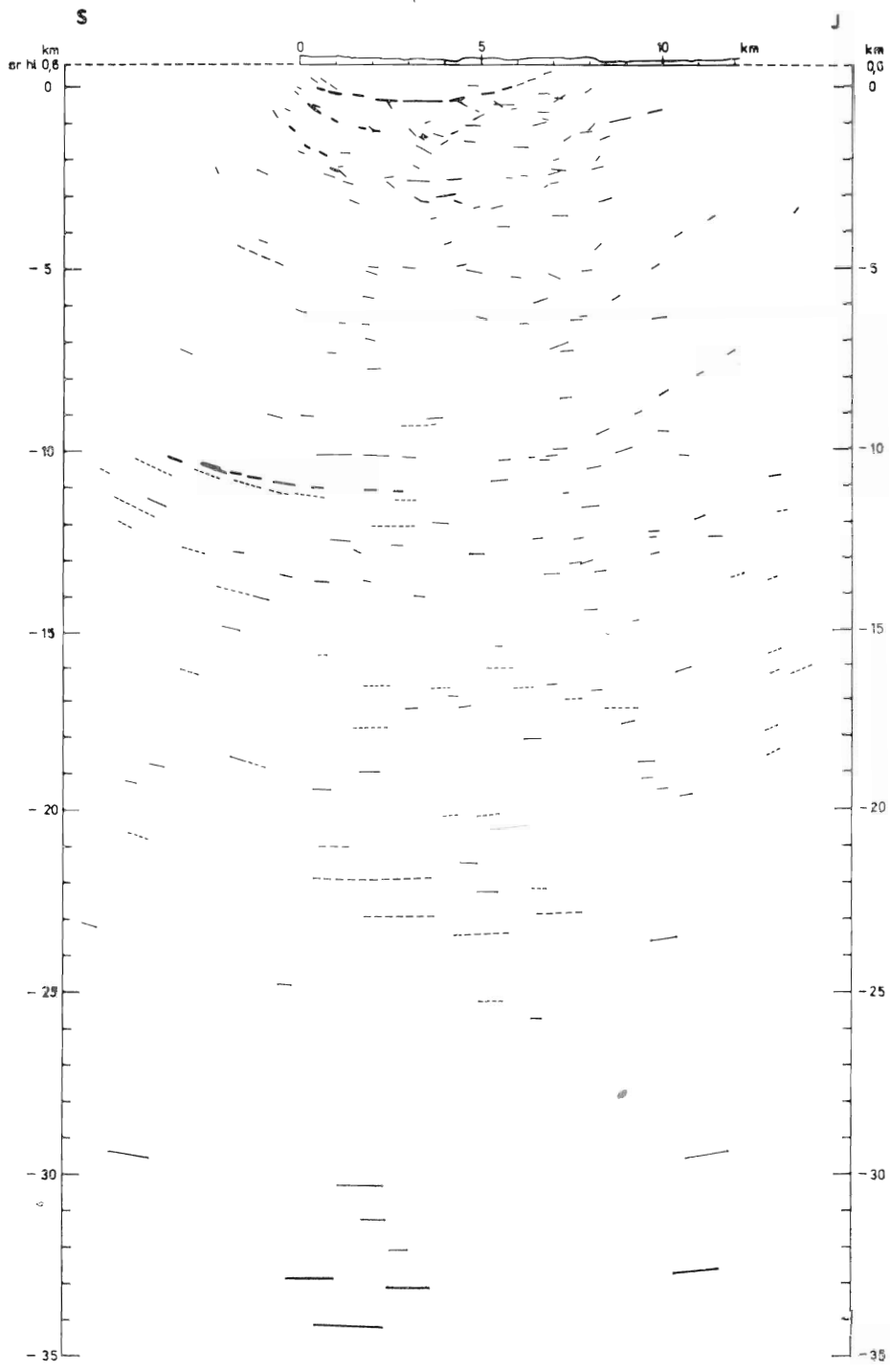
Pri severnom okraji priekopy vznikol v tom čase zlomový systém oblúkovitého

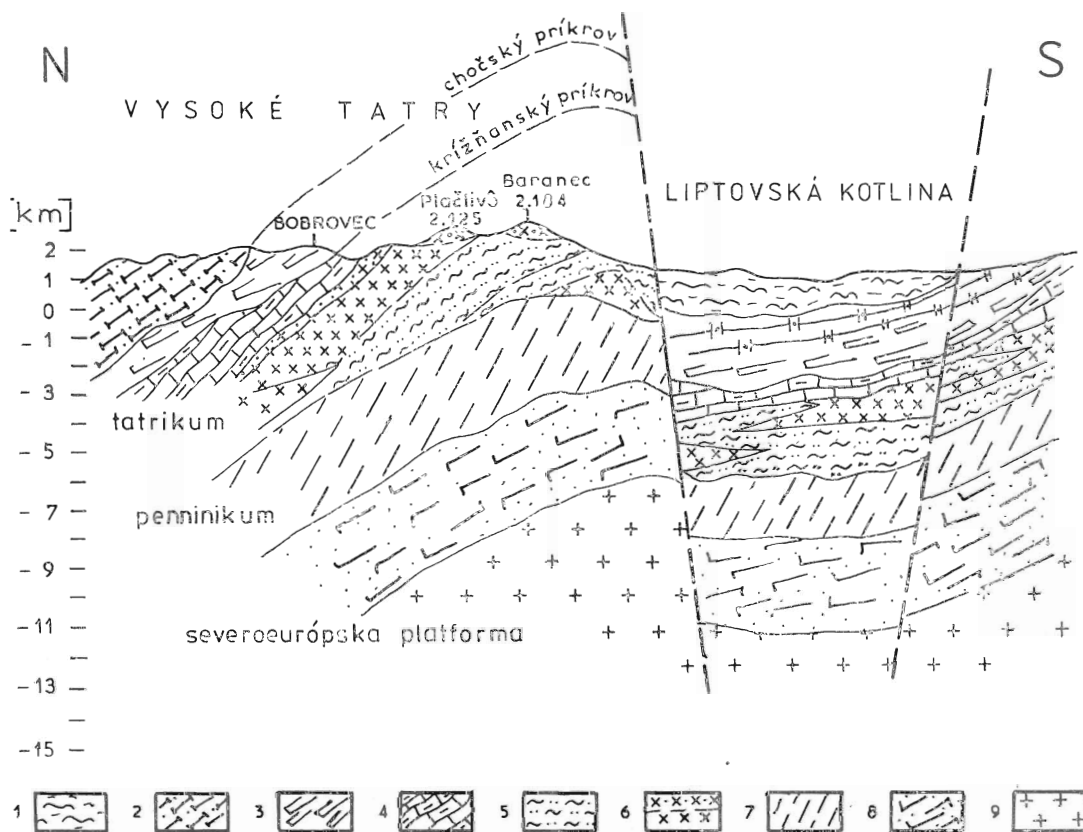
tvaru v smere V–Z (Gross, 1978), pozdĺž ktorého sa uskutočnil vertikálny pohyb geologických jednotiek a ich litologických obsahov s amplitúdou 5–6 km. Ak berieme do úvahy, že na príľahlom hraste masívu Vysokých Tatier ležali pôvodne odspodu nahor mladopaleozoické a mezozoické horninové komplexy tatrika (v hrúbke asi 300–900 m), pričom na povrchu v hraste v ich podloží vystupujú dnes granitoidy a kryštalicke bridlice v rozpätí 1300–1600 m nad úrovňou reliéfu (600–700 m), ďalej križňanský (800–900 m) a vrchné mezozoické príkrovy mocné asi 1200–2000 m, ako aj paleogénna flyšová príkrývka (1500–2600 m), je vertikálny (zdvih) vzostup hrastu Vysokých Tatier voči Liptovskej kotline obrovský.

Perspektíva roponosnosti a plynosnosti územia

Aj keď naše úvahy o litologickom obsahu a geologickej identite jednotlivých reflexných javov, najmä od hĺbky 3600 m nižšie, sa pohybujú v sfére hypotéz, predsa len získané poznatky o vrchnej časti kôry z reflexného vlnového obrazu a extrapolácie geologických pomerov regionálneho meradla umožňujú ohodnotiť územie so zreteľom na výskyt prírodných uhľovodíkov. Možno konštatovať, že napr. do hĺbky 3600 m skupina reflexov reprezentuje karbonátové litologické prostredie mezozoických príkrovov, ktoré v južnej časti masívu Vysokých Tatier chýbajú. Ďalej reflexy na čase 4,1–4,4 s v Liptovskej kotline v hĺbke 9500–12 000 m svojim prejavom upozorňujú na sedimentárne litologické prostredie. Ale aj seizmický vlnový obraz nad touto hĺbkou asi do úrovne 6000 m

Obr. 3. Časový rez seizmického profilu 1T/80 po migrácii
Fig. 3. Time section, after migration, of the seismic profile 1T/80





Obr. 5. Geologický profil západnej časti Vysokých Tatier a Liptovskej kotliny zhotovený na základe seizmického obrazu na profile 1T/80 a z podkladov A. Goreka. 1 — sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, 2 — chočský príkrov, 3 — krížňanský príkrov, 4 — mezozoické a paleozoické sedimenty, 5 — kryštallické bridlice (ruly, pegmatity, syntektonické granitoidy), 6 — pegmatity, aplitoidné granitoidy okrajových pásiem; granity a granitoidy s prejavom autometamorfózy, 4–6 — spodný austroalpínsky príkrov (tatrikum), 7 — sedimenty (oligocén — mezozoikum) bradlového a magurského flyšového pásma, mezozoicko-paleozoické komplexy — ekvivalenty iňačovskej jednotky (penninikum), 8 — sedimenty spodného miocénu až prekambría, 9 — granity, 3–9 útvary okraja severoeurópskej platformy

Fig. 5. Geological profile of the western part of the High Tatra Mts. and of the Liptovská kotlina basin compiled from the seismic pattern along the 1T/80 profile from data of A. Gorek. 1 — sediments of the Central Carpathian Paleogene, 2 — the Choć nappe, 3 — the Križna nappe, 4 — sediments of Mesozoic and Paleozoic age, 5 — crystalline rocks (gneiss, migmatite, pegmatite, synkinematic granitoids), 6 — pegmatite, aplitoid granitoids of marginal zones granite and granitoids with autometamorphic alternations, 4–6 — the lower Austroalpine nappe (Tatra), 7 — sediments (Oligocene to Mesozoic) of the Pieniny Klippen Belt and of the Magura flysch belt, Mesozoic to Paleozoic complexes roughly comparable with the Iňačovce unit (Penninic), 8 — sediments of Lower Miocene to Precambrian age, 9 — granite, 3–9 — units of the North European platform margin

Obr. 4. Hĺbkový rez seizmického profilu 1T/80
Fig. Depth section of the seismic profile 1T/80

pripomína sedimentárne litologické prostredie, ktoré z vlnového obrazu sotva možno pokladať za metamorfované. Navyše hrast Vysokých Tatier prechováva od vrchného bádenu vzostupnú tendenciu pohybu, najmä v južnej časti, kde boli obnažené granitoidy a kryštallické bridlice staršieho paleozoika až (?) kambria. Takéto geologické pomery a časový činiteľ vzniku hrastu s dostatočným krycím horninovým komplexom predurčuje vysokú možnosť akumulácie a uchovania ropy a zemného plynu takmer vo všetkých sedimentoch podložia pod násunovou plochou spodného príkrovu austroalpinika — tatrika (obr. 5). Uvedli sme, že vzostupný pohyb hrastu masívu Vysokých Tatier proti Liptovskej kotline umožňuje overiť geologické roponosné pomery aj spodného reflexného systému a Liptovskej kotliny na čase (4,1—4,4 s) v hĺbke 5000—6000 m. Pritom treba dodať, že celá pribradlová zóna Západných Karpát a k nej priliehajúca časť vnútropaleogénnych panví má do hĺbky priaznivý geotermálny rast na uchovanie ropy a plynu (Lipany-1, 4000 m, 108 °C, Hanušovce-1 6000 m, 185—190 °C). To sú vhodné podmienky na akumuláciu a perzistenciu plyných a tekutých palív v sedimentárnom litologickom prostredí aj v podloží spodného príkrovu — tatrika.

Recenzoval P. Gross

LITERATÚRA

- Beránek, B. 1978: Výzkum stavby zemské kúry na území ČSSR metodami explozivní seismologie a transformovaných tíhových polí. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Beránek, B. — Leško, B. — Mayerová, M. 1980: Interpretation of seismic measurements along the Trans Carpathian profile K-III. *Geodynamic Investigation in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, vyd. SAV*.
- Clearbout, J. F. — Doherty, S. M. 1972: Downward continuation of movement corrected seismograms, *Geophysics*, 37, No 5.
- Fejfar, M. — Ibrmajer, I. — Zbořil, A. — Brada, Z. 1981: Zpráva o reflexně seismickom měření v oblasti Vysokých a Nízkých Tater (prof. 1/T/80 — Liptovská kotlina). *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Filková, V. — Pernica, J. 1978: Seismokartážní měření a vertikálně seismické profilování na hlubinném vrtnu FGL-1, Pavčina Lehota. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Głębokosciowy przekrój seismiczny NR 4-VIII-79 k, Cieszyn-Żywiec (1978). *Przegl. geofyz. gór. naft. (Kraków)*.
- Gorek, A. 1959: Přehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 10, s. 13—76.
- Gross, P. 1973: O charaktere chočsko-podtatranského zlomu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 61, s. 315—319.
- Gross, P. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. *Bratislava, GUDŠ*.
- Leško, B. — Beránek, B. 1974: Regionálny seizmický výskum Západných Karpát. *Manuskript — GUDŠ Bratislava*.
- Leško, B. — Beránek, B. — Varga, I. 1980: Cisaillements horizontaux profonds sous les Karpates occidentales à la lumière des connaissances géophysiques. *Rev. Géogr. phys. géol. dynam. (Paris)*, 22, pp. 255—266.
- Leško, B. — Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 97—130.
- Mahel, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVI, Banská Bystrica. *Bratislava, GUDŠ*. 270 s.
- Marschalko, R. — Radomski, A. 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians. *Roczn. Pol. Tow. geol.* 30, pp. 259—272.
- Mořkovský, M. et al. 1980: Zpráva o reflexně seismickém měření v centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska v r. 1979. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Remšík, A. et al. 1979: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGL-1 v Pavčinej Lehote. *Manuskript GUDŠ Bratislava*.

Geological explanation to seismic investigations in the Liptovská kotlina basin with regard to crude oil occurrences

BARTOLOMEJ LEŠKO, IVAN IBRMAJER

The seismic wave pattern beneath the Liptovská kotlina basin (Northern Slovakia) and on northern slopes of the Low Tatra Mts. offers an opportunity to get insight into the geological structure of surface-near and also deeper crustal parts and deduce so its perspectives for the discovery of natural hydrocarbons.

From the viewpoint of dynamic appearance, several well expressed reflexion groupings were detected within the crust. In the uppermost grouping of reflexions, the base of Paleogene beds appears in times of 0.5 to 0.75 s due to sharp differences between the lithology of basal conglomerate containing dolomite-limestone clasts and organogenous limestone layers, towards the higher flysch beds. Probably, the reflex represents also dolomite to limestone complexes in the uppermost "Austroalpine" nappe unit. Depthwards, in time interval of 1.0–1.8 s i. e. in depths between 1,200–3,600 m, some more distinct reflexes may indicate limestone-dolomite beds composing the Choč and Krížna nappes. In the frame of this upper reflexion grouping, other two partial seismic boundaries appear quite well. The upper one (1.2 s) could represent, theoretically, the base of the Choč nappe whereas the lower one (1.8 s) probably the base of the lower Krížna nappe. Downwards, roughly as from the 4 s time i. e. into a 9,000 m depth, the wave pattern reveals chaotic arrangement of reflexes with short axes of synphases and with considerable dip values. Such wave pattern offers several alternative geological solutions. For one of these, one may rely on far-reaching transport of both crystalline and sedimentary masses of the, Lower Austroalpine, Tatric nappe into external positions within the Carpathian arch. Consequently, the original content of this nappe may have been considerably reduced by tectonic processes. In this case, reflexions in the 2.2–2.3 s time interval i. e. between 5,600 and 6,000 m depths, may be considered to represent physical differences in the basal portions of this, Tatric, nappe.

The noncharacteristic reflexion grouping beneath the interval down to a 3.8–3.9 s level (i. e. 9,000 m depth), may be assumed to represent sedimentary environment of flysch and flyschoid sequences of the Pieniny Klippen Belt.

Another well expressed grouping yields reflexions on the 4.0–4.5 s time interval corresponding roughly to 9,500–14,000 m depths, from which the dynamically most pronounced one may be followed along the 4.2–4.5 s time interval. This reflexion reminds the wave pattern along the base of Paleogene and the surface of Mesozoic nappes. We presume therefore that it may be the seismic reflection of Paleozoic to Precambrian carbonates of the North European platform.

The deepest grouping of reflexions between 5.4–10.0 s time reveals the presence of reflexion elements with high angle dip attitude towards the profile. The change in the character of reflexions on the 7.8 s time, specially remarkable in the time-migrated section, may be related to the base of granitic layer of the crust (22 km) whereas the depth interval of 22–23 km may reflect, according to the nature of the wave pattern, the basalt layer of the crust. Pronounced reflections below the 10.5 s time may be ascribed already to the Moho. The discontinuity reveals doubling probably due to latest Alpine-Carpathian orogenic events.

The original area of the present-day Liptovská kotlina basin and of the High Tatra Mts. has been, during Middle to Upper Eocene times, the site of basin centre and vertical segmentation occurred but after horizontal mass movements of Miocene age. A fault system of E–W arched shape originated along the northern margin of the Liptovská kotlina basin where vertical movements, attaining 5–6 km, occurred. The uplift of the High Tatra Mts. horst structure in relation to the Liptovská kotlina basin allows to reach even the reflexion grouping on 4.1–4.4 s time, which appears highly prospective for natural hydrocarbons, from the Lip-

tovská kotlina basin. The favourable temperature gradient in this part of the Carpathians (185—190 °C in 6,000 m depth) offers appropriate conditions for the accumulation

and preservation of natural gas in such depths.

Preložil I. Varga

RECENZIA

T. Pačes: **Voda a Země**. 1. vyd. Praha, Academia, NČSAV 1982. 174 s., 55 obr., 17 tab.

Z pera nášho popredného hydrogeochemika Tomáša Pačesa vyšla v minulom roku populárno-vedecká publikácia, ktorá aspoň sčasti vyplňa medzeru v edícii kníh o vode s rýdzo prírodovedným, a hlavne geologickým zameraním (treba upozorniť, že roku 1982 vyšla v bratislavskom vydavateľstve Obzor publikácia J. Tölgyessyho a M. Piatrika Voda nad zlato, ktorá podáva súhrnné prírodovedné aj technické poučenie o vode na Zemi).

T. Pačes je v geochémii prírodných vôd uznávaným odborníkom nielen doma, lež aj v zahraničí. Preto je potešujúce, že sa odhodlal odovzdať svoje vedomosti a skúsenosti aj širšiemu okruhu čitateľov, ako sú odborné kruhy. A to je ako je známe, nie práve ľahká úloha. Aj keď (obrazne povedané) kniha je o niečo viac „vedecká“ ako „populárna“, aj tak treba konštatovať, že sa autor zhostil náročnej úlohy dobre. Geochémia prírodných vôd je totiž interdisciplinárnou vednou oblasťou, ktorá vychádza zo širokého spektra vedeckých poznatkov syntetizovaných nezriedka pomocou matematického a fyzikálno-chemického aparátu, čo pri populárno-vedeckom spracúvaní spôsobuje veľké starosti.

Publikácia Voda a Země sa člení na 11 častí. Po načrtnutí problematiky v úvodnej kapitole sa hovorí o štruktúre vody, jej vzniku a rozmiestnení na Zemi a o hydrologickom a geologickom obehú vody v prírode. Čitateľovi sa predkladá riešenie takých teoreticky ťažkých problémov, ako je napr. vznik oceánov a vývoj chemického zloženia jeho vody v priebehu geologických dôb. Pútať a moderne je spracovaná nasledujúca kapitola o geologickej činnosti vody, v ktorej sa hodnotí aj úloha vody pri magmatickej a sopeč-

nej činnosti, pri vzniku rúd a metamorfovaných hornín. Ako „rýdzo hydrogeologické“ možno označiť časti o nádržiach podzemnej vody, druhoch prameňov a vyhľadávaní zdrojov vody. Ďalšie dve kapitoly sa zaoberajú vznikom chemického zloženia prírodnej vody (sú tu aj s nevyhnutnou dávkou teórie opísané základné mineralizačné procesy vody) a chemickými vlastnosťami kontinentálnych vôd, vrátane ropných, termálnych a minerálnych. Azda iba nedorozumením nebola posledná časť (o využití, pôvode a získavaní vody v oblastiach geotermálnych systémov) umiestnená hneď za touto kapitolou, ako to vyžadovala logická následnosť. Tak sa stalo, že sa vnútri hydrogeologických a hydrogeochemických častí ocitla kapitola (16), v ktorej sa opisuje voda v ekosystéme (aj keď z hľadiska kvality vody ako miery znečistenia životného prostredia a ochrany vody) a v ktorej autor uzatvára myšlienkovú niť počínajúcu vznikom a vývojom prírodnej vody a končiacou opisom vzťahov v systéme organizmy (t. j. aj človek) — voda, a to so zdôraznením tých vplyvov, ktoré porušujú ekologickú rovnováhu v systéme. Vzhľadom na to, že sa autor už vo viacerých prácach prezentoval ako dobrý znalec problematiky ochrany životného prostredia, možno túto časť pokladať za veľmi stručnú.

Záverom možno knihu T. Pačesa Voda a Země odporúčať všetkým, ktorí sa chcú v zhustenej forme oboznámiť s problematikou vody na našej planéte. Práca je napísaná dobrou populárno-vedeckou formou, možno povedať „jedným dychom“ a je predpoklad, že zaujem široký okruh čitateľov. O to viac treba ľutovať, že úrovni textovej časti neodzodpovedá kvalita reprodukovaných fotografií, ale to už ide na vrub vydavateľstva.

Kamil Vrána

Sekundárne minerály oloveno-zinkového ložiska Ochťiná-Margita

ZDENĚK MRÁZEK*, RUDOLF DUĎA**

* Katedra mineralógie VŠCHT, Suchbátorova 5, 166 28 Praha 6

** Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Jesenského 6, 040 51 Košice

(7 obr. a 7 tab. v texte)

Doručené 6. 9. 1982

Вторичные минералы свинцово-цинкового месторождения Охтина-Маргита

На гидротермально-метасоматическом свинцово-цинковом месторождении Охтина-Маргита в Словацком рудогории были установлены новые вторичные минералы. На основании РТГ, ДТА, ТГ — инфракрасной абсорбционной спектроскопией и анализатором „EDAX“ были установлены минералы: смитсонит, гемиморфит, гидрозинкит, аурихалцит, линарит, беаверит, церузит и биндгеймит.

Secondary lead-zinc minerals of the Ochťiná-Margita deposit (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

A set of new secondary minerals was discovered on the Ochťiná-Margita hydrothermal-metasomatic deposit in the Slovak Ore Mts. Using X-ray, DTA, TG analysis, infrared absorption spectroscopy and electron microprobe analysis, the minerals have been identified as smithsonite, hemimorphite, hydrozincite, aurichalcite, linarite, beaverite, cerrussite and bindheimite.

Hydrotermálne žilnikovo-metasomatické ložisko Pb—Zn rúd Ochťiná-Margita sa nachádza na S od obce Ochťiná na južných svahoch kóty Dúbrava pri Ochťinej (700 m n. m.). Ložisko je v mramorizovanom vápenci až dolomite vrchného kar-

bónu a tvoria ho dve paralelné žilnikové pásma smeru SSV—JJZ so sklonom 40 až 70° na V. Zrudnenie je v pásmach rozptýlené v tektonických poruchách a puklinách so slabými javmi metasomatózy.

Hydrotermálnu mineralizáciu tvorí pre-

dovšetkým sfalerit, galenit a pyrit. V menšom množstve sa v žilnej výplni zistil chalkopyrit, tetraedrit a arzenopyrit (Beňo, 1957). Röntgenometricky sme potvrdili aj bournonit. Z nerudných minerálov sa tu vyskytuje kalcit, dolomit, ankerit, málo sideritu a barytu. Pomerne častý je kremeň. V minulosti viacerí autori (Papp, 1919; Maderspach, 1880; Kozlovský, 1955; Kozlovský — Matherny, 1960; Václav, 1965) opísali z lokality rad sekundárnych minerálov, často bez bližšieho určenia. Z ložiska uvádzajú smithsonit, hemimorfit, ceruzit, anglesit, krokoit, monheimit, goethit, covellín, chalkozín, malachit, zemité rumelku a Sb okre.

Sekundárna mineralizácia ložiska Ochtiná-Margita sa v ostatnom čase opätovne báda modernými laboratórnymi metódami. Mineralogické vzorky sú zo starých hľad ložiska a pochádzajú z roku 1981.

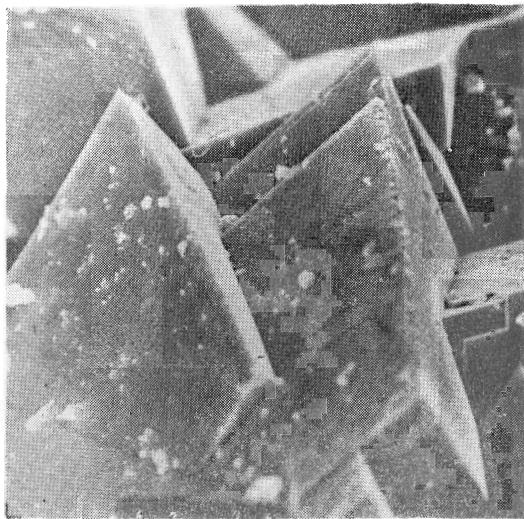
Sekundárna mineralizácia

Na ložisku Ochtiná-Margita sa oxidačná zóna vyvinula najmä krasovou činnosťou. Tá umožnila presakovanie povrchovej vody rozpustným kyslíkom a kyslíčnikom uhlíčitým až k rudným polohám. Istú úlohu pravdepodobne zohralo aj rozfárane ložiska. V oxidačnej zóne tvoria najpočetnejšiu skupinu sekundárnych minerálov karbonáty Zn. Dané je to aj typom ložiska a jeho pozíciou vo vápenci. Chýbajú v nej minerály arzenu a fosforu (resp. arzeničnany). Prítomnosť vápenca veľmi potláčala aj vznik síranov. Preto sa zistil iba linarit, ktorý, ako sa ukazuje aj z iných lokalít, je v prostredí s vysokou aktivitou CO_2 , resp. HCO_3^- v roztokoch veľmi stabilný. Pomerne hojným minerálom v oxidačnej zóne je silikát zinku — hemimorfit. Z tzv. okrov sa okrem hojného limonitu potvrdil bindheimit.

Zo sekundárnych minerálov úplne pre-

vládajú minerály Zn. Je to najmä smithsonit a hemimorfit, v malej miere aj hydrozinkit. V niektorých častiach ložiska sú časté aj minerály Pb, hlavne ceruzit, menej bindheimit. Minerály Cu sa pre malé zastúpenie primárnych minerálov Cu vyskytujú zriedka. Okrem malachitu a azuritu sa zistil linarit, aurichalcit a vzácné beaverit. Jedným z najmladších sekundárnych minerálov je práškovitá rumelka, ktorej vznik bol pravdepodobne spätý s rozpadom tetraedritu alebo sfaleritu. Minerál pokladaný za krokoit sa nepotvrdil, zistila sa iba zmes smithsonitu a rumelky.

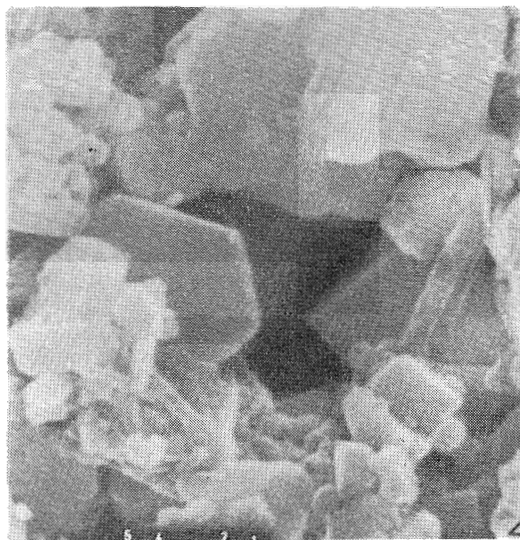
Smithsonit — ZnCO_3 . Na ložisku je najrozšírenejším sekundárnym minerálom. Zvyčajne tvorí vo vylúhovaných dutinkách v karbonatickom materiáli nátekovitú a hroznovitú kôru zloženú z klencovitých kryštálov. Iba zriedkavo sa vyskytujú klence smithsonitu s dobre vyvinutými plochami (obr. 1). Smithsonit je najčastej-



Obr. 1. Klencovité kryštály smithsonitu. Riadkovací elektrónový mikroskop, Veľkosť kryštálov 0,3 mm
Fig. 1. Rhombohedral smithsonite crystals. SEM picture, crystals size is 0.3 mm

šie žltkavý, žltohnedý alebo sivý, zriedka-
vo aj zelenkastý (od medi) alebo biely.
Opticky je minerál jednoosový, negatív-
ny, index lomu je n_ω — 1,623, n_z — nad
1,8. Niekedy je kôra smithsonitu sfarbená
do tehlovočervena jemným povlakom ru-
melky, ktorá je z tabuľkovitých kryštá-
likov (obr. 2). V takejto kôre smithsonitu
s rumelkou sa spektrálne zistil obsah Hg
nad 0,1 %.

Smithsonit určila rŕg analýza (tab. 1).
Vypočítané mriežkové parametre sú:
 $a = 0,4662(2)$ nm a $c = 1,5091(6)$ nm.
Údaje sú v súlade s údajmi o smithsonite
z iných lokalít (napr. Kostov, 1971). V in-
fračervenom absorpčnom spektre smithso-
nitu (obr. 3) sú zrejmé charakteristické
absorpčné pásy (planárneho iónu CO_3^{2-}) so
symetriou D_{3h} , typickou pre minerály s kal-
citovým typom štruktúry. Hodnoty vibrá-
cií sú ν_3 1420 cm^{-1} , ν_4 872 cm^{-1} , ν_2
745 cm^{-1} . Aj tieto dáta sa zhodujú s údaj-
mi, ktoré sa v literatúre uvádzajú o smith-
sonite (Boldyrev, 1976).



Obr. 2. Tabuľkovité kryštály rumelky nara-
sené na smithsonite. Riadkovací elektrónový
mikroskop. Veľkosť tabuliek 0,0015 mm

Fig. 2. Tabular crystals of cinnabar growing
on smithsonite. SEM picture, size of tables
is 0.0015 mm

Práškové difrakčné údaje smithsonitu *
X-ray data of smithsonite from powdered sample

Tab. 1

I/I_0	d_{mer}	d_{poc}	hkl	I_{tab}	d_{tab}^*
48	0,355	0,3559	012	50	0,355
100	0,275	0,2756	104	100	0,2750
15	0,2328	0,2331	110	25	0,2327
14	0,2113	0,2115	113	18	0,2110
26	0,1947	0,1950	202	25	0,1946
11	0,1779	0,17798	024	12	0,1776
35	0,1708	{ 0,17096 0,17090 }	{ 018 116 }	45	0,1703
10	0,1518	0,15182	211	14	0,1515
5	0,1413	0,14146	214	10	0,1411
5	0,1344	0,13457	030	10	0,1343
3	0,1257	0,12576	3.0.12	6	0,12524

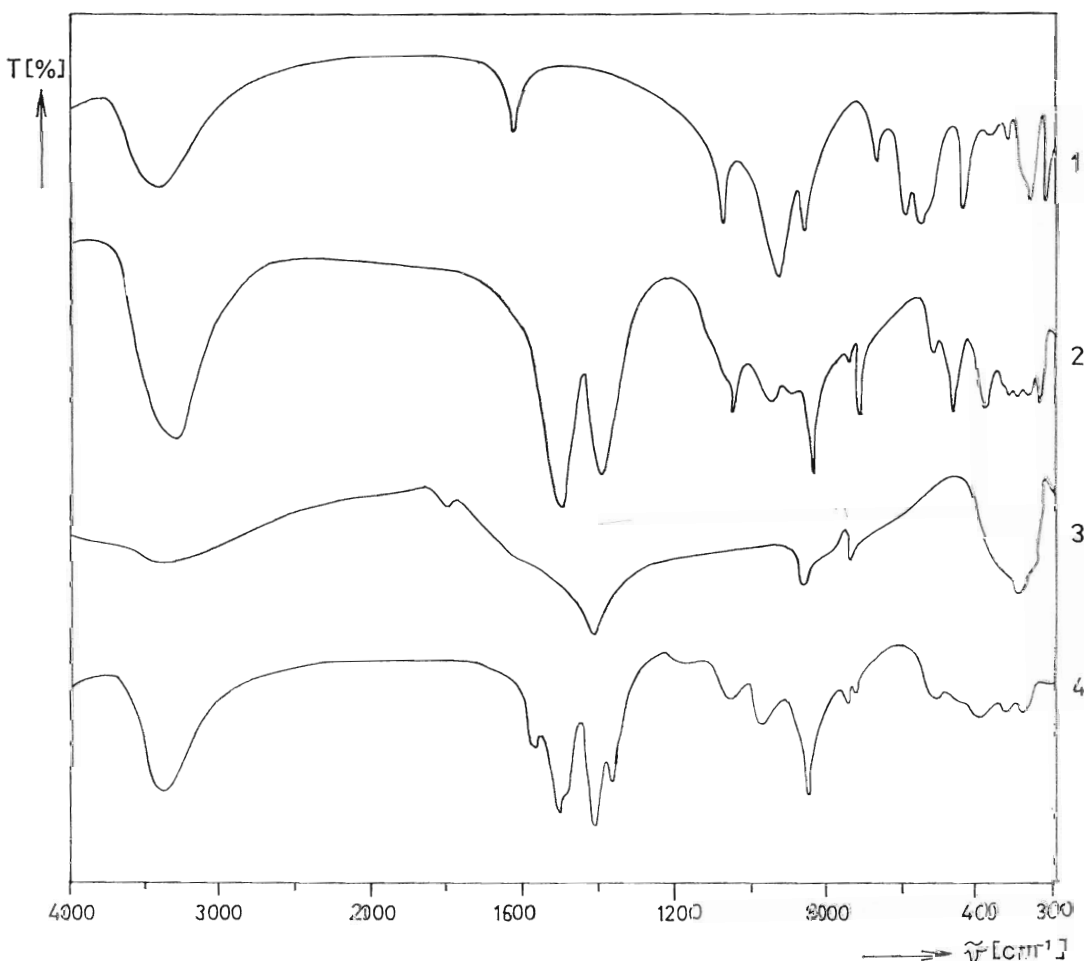
mer. — mierané, poč. — počítané, tab. — tabuľkové, „d* — veľkosť je v nm, * —
Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 8-449

Rŕg analýza vyhotovená na prístroji Geirflex fy Rigaku-Denki, žiarenie CuK_α ,
Ni-filter, vnútorný štandard NaCl

Conditions: X-ray diffraction record, Geigerflex apparatus, Rigaku-Denki Co., CuK_α
radiation, Ni filter, NaCl internal standard

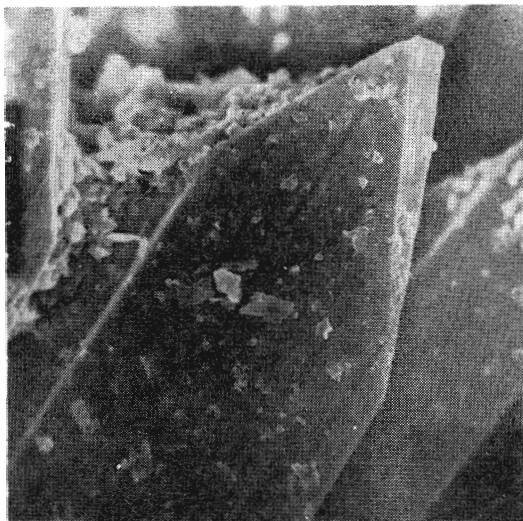
Hemimorfit — $\text{Zn}_4(\text{OH})_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Na lokalite je pomerne hojným minerálom a zvyčajne sprevádza smithsonit. Na jeho kryštalickej kôre narastajú hemimorfné kryštáliky, často hypoparalelne zrastené. Niekedy tvorí ploché pretiahnuté až ihličkovité kryštáliky s výrazným pozdĺžnym ryhovaním (obr. 4). Je číry až biely, zriedka modrastý.

Hemimorfit určila rtg analýza (tab. 2) a má nasledujúce vypočítané mriežkové parametre: $a = 0,8367(3)$ nm, $b = 1,0724(4)$ nm a $c = 0,5111(2)$ nm. Aj tieto hodnoty dobre súhlasia s údajmi z literatúry o hemimorfite (napr. Kostov, 1971; Ramdohr — Strunz, 1978). V infračervenom absorpčnom spektre hemimorfitu (obr. 3) sú charakteristické pásy vibrácií ν — OH



Obr. 3. Infračervené absorpčné spektrá sekundárnych minerálov z Ochtinaj-Margity. Prístroj Perkin Elmer 325 s použitím KBr tabliet. 1 — hemimorfit, 2 — hydrozincit, 3 — smithsonit, 4 — aurichalcit

Fig. 3. Infrared absorption spectra of secondary minerals from the Ochtiná-Margita deposit. Perkin Elmer 325 apparatus, KBr tablet. 1 — hemimorphite, 2 — hydrozincite, 3 — smithsonite, 4 — aurichalcite

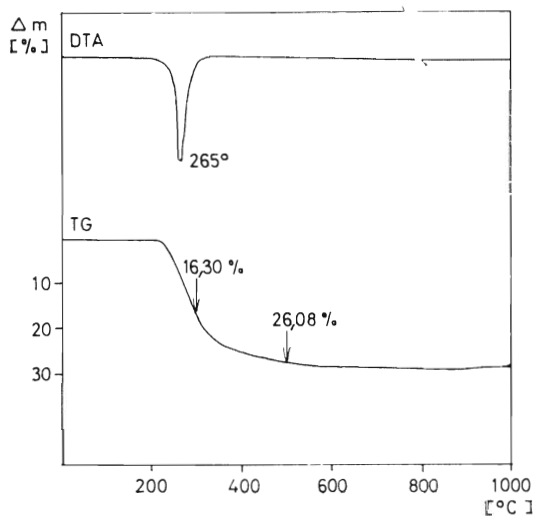


Obr. 4. Predĺžený tabuľkovitý kryštál hemimorfitu. Riadkovací elektrónový mikroskop. Veľkosť kryštálu 1 mm
Fig. 4. Elongated tabular hemimorphite crystal SEM picture, crystal size 1 mm

(34440 cm^{-1}) a $\delta\text{—H}_2\text{O}$ (1637 cm^{-1}). Absorpčné pásy vibrácií tetraédrov SiO_4^{4-} majú vlnočty 1086 cm^{-1} , 934 cm^{-1} a 865 cm^{-1} (vyššie hodnoty vlnočtov zodpovedajú spojeným tetraédrom SiO_4^{4-}). Vlnočty deformačných vibrácií ν_1 ležia v oblasti pod 600 cm^{-1} . Podobné údaje o hemimorfite sú z lokality Leadville (Colorado, USA) a Grenby (Missouri, USA; Čuchrov et al., 1972). V polarizačnom mikroskope sú kryštálky hemimorfitu dvojsové, pozitívne. Indexy svetelného lomu merané v sodíkovom svetle tepelnou variačnou metódou sú: n_α 1,611, n_β 1,615, n_γ 1,635. Aj tieto údaje sú v zhode s optickými vlastnosťami hemimorfitu, aké uvádza W. L. Roberts — G. R. Rapp jr. — J. Weber (1974) a E. I. Semenova et al. (1981).

Hydrozinkit — $\text{Zn}_5^{II}(\text{OH})_3\text{CO}_3$. Na lokalite Ochtiná-Margita je zriedkavejším minerálom. Vo zvetraných dutinkách (maximálne do 3 cm) vytvára kriedovobielu

až modrobielu mäkkú výplň a kolomorfne tvary, niekedy narastajúce na smithsonite alebo priamo na sfalerite. Najčastejší je iba jemný tenký zemitý povlak. V ultrafialovom svetle svieti hydrozinkit silným svetlomodým svetlom. Bol určený viacerými metódami a je novým minerálom nielen na lokalite, ale aj na Slovensku. Mriežkové parametre vypočítané z rtg analýzy (tab. 3) sú: $a = 1,358(1)\text{ nm}$, $b = 0,6038(5)\text{ nm}$, $c = 0,5401(4)\text{ nm}$ a uhol $\beta = 95,78(7)^\circ$. Tieto údaje súhlasia s údajmi, aké uvádza P. Ramdohr — H. Strunz (1978). V polarizačnom mikroskope je hydrozinkit dvojsový, negatívny, ale indexy svetelného lomu nebolo možno zmerať. V infračervenom absorpčnom



Obr. 5. DTA a TG krivka hydrozinkitu. Podmienky: prístroj na mikro DTA (Blažek — Endrýs, 1973), 7 mg, 9° min^{-1} , statická atmosféra — vzduch, TG analýza — Stanton Redcroft Thermobalance TG 750, 2,3 mg, 10° min^{-1} , vzduch, prietok 7 ml min^{-1}
Fig. 5. DTA and TG curve of hydrozinkite. Conditions: Device for Micro-DTA (Blažek — Endrýs, 1973), sample weight 7 mg 9° min^{-1} , static air atmosphere. TG analysis: Stanton Redcroft Thermobalance TG 750, sample weight 2.3 mg, 10° min^{-1} , air, flow rate 7 ml min^{-1}

spektre hydrozinkitu (obr. 3) je zjavný absorpčný pás v oblasti 3300 cm^{-1} . Patrí valenčným vibráciám skupiny OH. Nižšie symetrie iónu CO_3^{2-} , ktorý je v štruktúre hydrozinkitu deformovaný (Ghose, 1964), sa prejavujú v rozštiepení vibrácie ν_4 (837 cm^{-1}) a ν_2 (710 cm^{-1}) je v infračervenom absorpčnom spektre aj aktívna symetrická vibrácia ν_1 , ktorej patrí absorpčný pás pri 1048 cm^{-1} . Tieto údaje o infračervenom absorpčnom spektre hydrozinkitu plne súhlasia s údajmi z literatúry (Boldyrev, 1976). Na DTA krivke hydrozinkitu (obr. 5) je výrazný endoeфекt s maximom pri 265°C , ktorý zodpovedá rozkladu tohto minerálu za uvoľne-

nia CO_2 a H_2O . Endoeфекtu zodpovedá na TG krivke hmotnostný úbytok v oblasti $260\text{--}480^\circ\text{C}$. Hmotnostný úbytok $26,08\%$ dobre súhlasí s teoretickou hodnotou $25,88\%$. Charakter DTA a TG kriviek hydrozinkitu je v súlade s údajmi z literatúry (McKenzie, 1970, Kostov, 1971).

Ceruzit — PbCO_3 . V starom haldovom materiáli sa vyskytuje pomerne často. Tvorí žltobiele, sivobiele až sivočierne kryštály v dutinkách po galenite alebo priamo na zvetranom galenite. Kryštály sú bipyramidálneho až ihličkovitého tvaru a majú matný lesk. Ceruzit sprevádza smithsonit, hemimorfit a v niektorých častiach aj bindheimit a linarit.

Práškové difrakčné údaje hemimorfitu
X-ray data of hemimorphite from powdered sample

Tab. 2

I/I ₀	d _{mer}	d _{poc}	hkl	I _{tab}	d _{tab} *
96	0,659	0,6597	110	86	0,660
91	0,534	0,5362	020	55	0,536
29	0,462	0,4614	011	41	0,462
50	0,418	0,4184	200	38	0,418
100	0,328	0,3298	220	73	0,3296
86	0,310	0,3099	211	100	0,3104
35	0,2929	0,2929	031	40	0,2929
12	0,2681	0,2681	040	5	0,2679
38	0,2558	0,2555	002	51	0,2559
24	0,2489	0,2448	301	32	0,2450
52	0,2399	0,2400	231	54	0,2400
4	0,2308	0,2304	022	3	0,2309
3	0,2283	0,2284	141	2	0,2284
12	0,2228	0,2227	321	11	0,2229
38	0,2200	0,2199	330	19	0,2198
19	0,2182	0,2181	202	16	0,2183
18	0,2090	0,2092	400	10	0,2092
18	0,2018	0,2020	222	13	0,2020
3	0,1978	0,19778	051	2	0,1977
8	0,18511	0,18497	042	7	0,1851
19	0,18078	0,18079	341	17	0,1808
48	0,17861	0,17874	060	16	0,1786
		0,17880	251		
8	0,17015	0,17023	431	6	0,1702
6	0,16540	0,16539	161	6	0,1654
8	0,16502	0,16492	440	8	0,1650

* — Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 5-555

Podmienky vyhotovenia ako v tab. 1

Conditions as in tab. 1

V polarizačnom mikroskope je ceruzit dvojosový, negatívny. Indexy svetelného lomu sa nedali zmerať. Minerál určila rtg analýza a z nej sa vypočítali mriežkové parametre. Tie ($a = 0,5178(2)$ nm, $b = 0,8493(3)$ nm a $c = 0,6145(2)$ nm) sú v plnom súlade s mriežkovými parametrami ceruzitu, ktoré uvádza P. Ramdohr — H. Strunz (1978).

Bindheimit — $Pb_{1-2}Sb_{2-1}(O, OH, H_2O)_{6-7}$. V niektorých častiach rudného materiálu sa vyskytuje pomerne hojne. Vznikol rozkladom tetraedritu a galenitu, príp. aj bournonitu. Tvorí žltú až žltlooranžovú práškovitú a zemitú výplň a povlak. V práškovej difrakčnej snímke tohto minerálu sa zistili silné difúzne línie (tab. 4). Ale napriek tomu bolo ich možno oindeksovať a vypočítaný mriežkový parameter

($a = 1,046(1)$ nm) je v plnom súlade s mriežkovým parametrom, ktorý o ňom uvádza W. L. Roberts — G. R. Rapp jr. — J. Weber (1974). Semikvantitatívna spektrálna analýza v práškových agregátoch zistila ako hlavné prvky Pb, Sb a málo Zn (nad 1 %) s nepatrnou prímесou Cu, Si, Ca a Fe (pod 0,1 %).

Aurichalcit — $(Zn, Cu)_5[(OH)_3(CO_3)_2]$. Na lokalite Ochtiná-Margita je zriedkavým minerálom. Tvorí lístkovité a nedokonale vyvinuté kryštály zoskupené do vejárikov a ružíc (obr. 6) maximálnej veľkosti 2 mm. Aurichalcit niekedy sprevádza smithsonit. Vejáriky majú peknú svetlomodrú farbu a jemný hodvábný lesk. Práškové difrakčné údaje o aurichalcite (tab. 5) a jeho vypočítané mriežkové parametre ($a = 2,714(4)$ nm, $b = 0,6409$ nm, $c = 5296(3)$ nm) sú

Práškové difrakčné údaje hydrozinkitu
X-ray data of hydrozincite from powdered sample

Tab. 3

I/I_0	d_{poc}	d_{mer}	hkl	I_{tab}	d_{tab}^*
100	0,680	0,6756	200	100	0,677
7	0,537	0,5373	001	10	0,537
14	0,401	0,4001	111	20	0,399
16	0,367	0,3666	310	40	0,366
22	0,315	{0,3151 0,3154}	{311 020}	50	0,314
6d	0,301	0,2999	401	10	0,300
3cl	0,293	0,2919	311	20	0,292
15	0,286	0,2858	220	30	0,285
34	0,272	0,2720	021	60	0,272
16	0,269	0,2687	002	20	0,269
12	0,259	0,2588	202		0,258
30	0,2484	{0,2484 0,2480}	{510 221}	70	0,2480
10	0,2335	0,2339	511	10	0,2336
6	0,2308	0,2305	420	20	0,2301
4d	0,2214	0,2214	402	10	0,2213
20	0,1915	{0,1917 0,1914}	{222 512}	30	0,1915

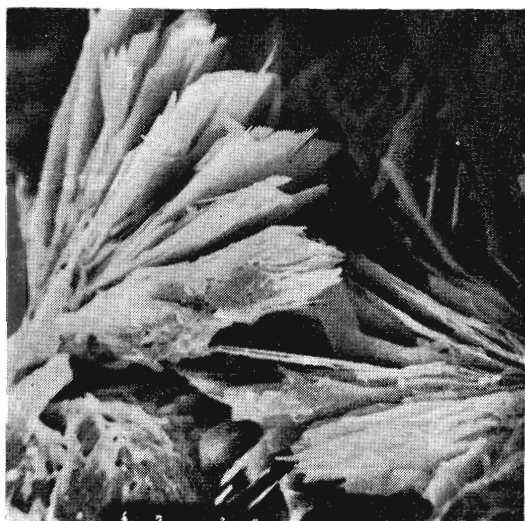
d — difúzne, * Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 19-1458

Podmienky vyhotovenia ako v tab. 1

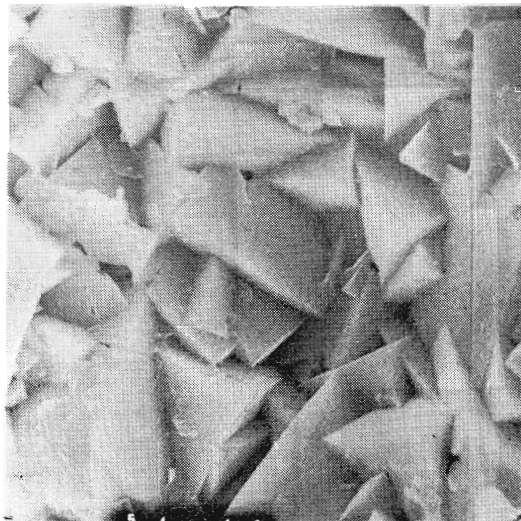
Conditions as in tab. 1

v zhode s údajmi z literatúry (napr. Roberts — Rapp jr. — Weber, 1974). V infračervenom absorpčnom spektre aurichalcitu (obr. 3) sú v oblasti $1600\text{--}1400\text{ cm}^{-1}$ dva výrazné zdvojené absorpčné pásy patriace asymetrickej valenčnej vibrácii $\nu_3\text{ CO}_3^{2-}$.

Vzhľadom na zdvojenie a rozštiepenie pásov možno usudzovať o prítomnosti dvoch neekvivalentných deformovaných iónov CO_3^{2-} . V polarizačnom mikroskope je aurichalcit dvojsový, negatívny. Indexy svetelného lomu merané v sodíkovom svetle



Obr. 6. Nedokonale vejárovite usporiadané tabulkovité kryštály aurichalcitu. Riadkovací elektrónový mikroskop. Veľkosť kryštálov 0,3 mm.
Fig. 6. Imperfectly fan-shaped tabular crystals of aurichalcite, SEM picture, the size of crystals is 0.3 mm



Obr. 7. Skupina klencovitých kryštálov beaveritu. Riadkovací elektrónový mikroskop. Veľkosť kryštálov 0,08 mm.
Fig. 7. Group of rhombohedral beaverite crystals SEM picture, the size of crystals is 0.08 mm

Práškové difrakčné údaje bindheimitu
X-ray data of bindheimite from powdered sample

Tab. 4

I/I_0	d_{mer}	d_{poc}	hkl	I_{tab}	d_{tab}^*
100 d	0,302	0,3019	222	100	0,301
35 d	0,262	0,2614	400	18	0,261
32 d	0,1848	0,1849	440	25	0,185
23 d	0,1575	0,1576	622	14	0,158
9vd	0,1198	0,1199	662	4	0,117

d — difúzne, vd — veľmi difúzne, * — Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 18-687

Podmienky vyhotovenia ako v tab. 1. Vnútny štandard kremík
Conditions as in tab. 1

tepelnou variačnou metódou sú: n_α 1,659, n_β 1,747, n_γ 1,748. Podobné indexy svetelného lomu aurichalcitu uvádza aj E. I. Semenova et al. (1981) a W. I. Roberts — G. R. Rappo jr. — J. Weber (1974).

Linarit — $\text{PbCu}[(\text{OH})_2 | \text{SO}_4]$. Na lokalite je veľmi zriedkavým minerálom, aj keď je možné, že sa časť jeho kryštálikov dá makroskopicky pokladať za azurit. Tvorí stĺpčekovité modré kryštáliky, ktoré väčšinou zrastajú s ceruzitom. Vyskytuje sa zvyčajne v blízkosti ešte nepremeného galenitu. Vzhľadom na nepatrné množstvo dostupného čistého materiálu bolo možno vykonať iba jeho rtg analýzu (tab. 6). Práškové difrakčné údaje súhlasia s údajmi o linarite, ktoré uvádza L. G. Berry (1951). V polarizačnom mikroskope je dvojosový, ale ďalšie jeho optické vlastnosti pozorovať nemožno.

Beaverit — $\text{Pb}(\text{Cu}, \text{Fe})_3[(\text{OH})_6 | (\text{SO}_4)_2]$. Zistil sa iba v jednej vzorke. Tvorí na nej tenkú kôru veľmi drobných a dobre vyvinutých klencovitých kryštálikov (obr. 7). Farba kryštalickej kôry je žltozelená. Našiel sa v dutinke galenitu vyplnenej limonitom po zvetranom pyrite alebo chalkopyrite. Pre malé množstvo materiálu nebolo ho možno skúmať detailne. Optické vlastnosti beaveritu sa nedali charakterizovať. Rtg analýza (tab. 7) ukazuje trochu vyššie hodnoty medzirovinových vzdialeností. Tie lepšie zodpovedajú plumbojarositu, ale spektrálna analýza na energiovom disperznom analyzátore EDAX potvrdila vysoký obsah medi (vyšší ako železa), ktorý bol v celej analyzovanej vzorke stály. Obsah olova a železa vo vzorke trochu kolíše, čo nie je v skupine minerálov plumbojarosit — beaverit nezvyčajné. W. G.

Práškové difrakčné údaje aurichalcitu
X-ray data of aurichalcite from powdered sample

Tab. 5

I/I ₀	d _{mer}	d _{poc}	hkl	I _{tab}	d _{tab} *
100	0,677	0,678	400	100	0,678
21	0,519	0,520	101	5	0,517
4	0,466	0,4659	410	5	0,464
4	0,379	0,3791	501	10	0,377
3	0,369	0,3696	610	70	0,368
7	0,325	0,3263	511	30	0,325
4	0,320	0,3204	020	20	0,319
6	0,2897	0,2898	420	40	0,289
8	0,2817	0,2812	711	30	0,281
10	0,2732	{ 0,2728 0,2714	{ 121 10.0.0	40	0,272
2	0,2622	0,2624	321	80	0,261
10	0,2507	0,2499	10.0.0	10	0,250
16	0,2480	0,2467	402	20	0,247
2	0,2330	0,2330	820	10	0,233
3	0,2110	0,2110	230	5	0,2111
3d	0,1956	0,19549	422	10	0,1951
4d	0,1698	{ 0,16965 0,16988	{ 16.0.0 113	10	0,1694

d — difúzne, * — Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 17-743
Podmienky vyhotovenia ako v tab. 1.
Conditions as in tab. 1.

Mumme a T. R. Scott (1966) zistili existenciu pevných roztokov v rade plumbojarositu až po čisto železitý člen bez obsahu olova. Analýza na EDAXe tiež zistila koncentrácie arzénu (maximálne 3 ‰). To svedčí aj o obsahu beudantínovej zložky v mineráli. Po doplnení rtg analýzy spektrálnou analýzou z EDAXu je zrejmé, že minerál je oveľa bližší beaveritu ako plumbojarositu a vyšší posun difrakčných čiar k plumbojarositu mohla skôr spôsobiť odlišnosť metodiky a použité žiarenie pri analýze ako prítomnosťou krajného člena izomorfného radu, plumbojarositu. Nález beaveritu na tejto lokalite je prvým nálezom tohto minerálu na území Česko-slovenska.

V oxidačnej zóne lokality Ochtiná-Margita bol identifikovaný aj pomerne častý povlak a drobnokryštalická kôra a výplň

Práškové difrakčné údaje linaritu
X-ray data of linarite from powdered sample

Tab. 6

I/I ₀	d _{mer}	I _{tab}	d _{tab} *
3	0,481	20	0,482
2	0,447	40	0,448
4	0,352	70	0,353
10	0,312	100	0,312
2	0,294	20	0,294
2	0,280	10	0,281
3	0,267	10	0,268
2	0,256	30	0,256
2	0,239	10	0,239
1	0,230	30	0,230
1	0,224	30	0,224
1	0,215	40	0,216
1	0,210	40	0,209
1	0,1885	—	—
1	0,1845	—	—
8	0,1799	60	0,179

* — Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 4-598

Rtg analýza vyhotovená Debayovou — Scherrerovou metódou, žiarenie CuK_α, Ni-filter, diameter 57,3 mm.

Conditions: X-ray analysis using the Debay-Scherrer's method, CuK_α radiation, Ni filter, 57.3 mm diameter

Práškové difrakčné údaje beaveritu
X-ray data of beaverite from powdered sample

Tab. 7

I/I ₀	d _{mer}	I _{tab}	d _{tab} *
8	0,592	100	0,585
6	0,367	40	0,360
10	0,309	95	0,303
2	0,297	20	0,2928
4	0,286	20	0,2855
4	0,256	25	0,2520
5	0,228	45	0,2276
5	0,1990	30	0,1953
5	0,1834	25	0,1801
2d	0,1695	5	0,1684
1	0,1553	10	0,1536
2	0,1508	10	0,1504
1	0,1425	—	—
2	0,1349	10	0,1325

d — difúzna, * — Selected Powder Diffraction Data for Minerals (1974), 17-476

Podmienky vyhotovenia ako v tab. 6.

Analytical conditions as in tab. 6.

malachitu a azuritu, ktoré sú sprevádzané limonitom až goethitom. Týmto sekundárnymi minerálmi sme sa bližšie nezaoberali.

Záver

Sekundárne minerály Pb-Zn ložiska Ochtiná-Margita sú reprezentované predovšetkým Zn minerálmi (smithsonit, hemimorfit, hydrozinkit), ktoré v malej miere dopĺňa Cu a Pb sekundárne minerály (ceruzit, bindheimit, aurichalcit, linarit, beaverit, malachit, azurit) so stálym sprievodcom oxidačných zón lizaronitom až goethitom. Práškovitý povlak rumelky pravdepodobne vznikol rozkladom tetraeditu a možno aj sfaleritu. Prítomnosť anglesitu, krokoitu a monheimitu v ložisku sa nepotvrdila. Vzhľadom na pomerne častý výskyt bournonitu, tetraeditu a sčasti aj chalkopyritu je reálny výskyt covellínu a chalkozínu, ale tie neboli pred-

metom výskumu. Na ložisku Ochtiná-Margita sa určil jeden minerál prvýkrát v Československu (beaverit) a dva ďalšie nové minerály na Slovensku (aurichalcit, hydrozinkit). Ložisko Ochtiná-Margita je zároveň druhou slovenskou lokalitou s výskytom linaritu. Ďalšie hojné sekundárne minerály (smithsonit, hemimorfit, ceruzit a bindheimit) sa bádali novými mineralogickými metódami. K vývoju bohatej oxidačnej zóny ložiska v značnej miere prispelo horninové prostredie a charakter žilnej výplne. Karbonatické prostredie s prejavmi metasomatózy s vysokou aktivitou CO_2 , resp. HCO_3^- roztokov podmienilo predovšetkým vznik karbonatických sekundárnych minerálov s obsahom Zn. Chemická pestrosť sekundárnych minerálov ukazuje na bohatosť primárnej rudnej mineralizácie a svedčí o zložitosti rudotvorných procesov v juvenilnom aj hypergénom štádiu mineralizácie.

Recenzoval M. Koděra

LITERATÚRA

Beňo, J. 1957: K mineralógii Pb—Zn zrudnenia pri Ochtinej. *Čas. Mineral. Geol.*, 2, s. 1—13.
 Berry, L. G. 1951: The Unit Cell of Linarite. *Amer. Mineralogist*, 36, pp. 511—512.

Blažek, A. — Endrýs, J. 1973: Přístroj pro mikro-DTA. VI. celoštát. konferencia o termickej analýze Terma '73, Vysoké Tatry.
 Čuchrov, F. V. et al. 1972: Minerály. T-III/1. Moskva, Nauka. 882 s.
 Ghose, S. 1964: The crystal structure of hydrozinkite $\text{Zn}_5(\text{OH})_6(\text{CO}_3)_2$. *Acta crystallogr.*, 17, 1051 p.
 Kostov, I. 1971: Mineralogija. (Ruský preklad.) Moskva. 584 s.
 Kozlovský, M. 1955: Mineralogicko-geochemický výskum Pb—Zn minerálov ložiska Mária-Margita v Ochtinej. *Manuskript — PFUK Bratislava*, 87 s.
 Kozlovský, M. — Matherný, M. 1960: Poznámky ku kryštalografii smithsonitu z Ochtinej. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 4, s. 31—50.
 Maderspach, A. 1880: Magyarország vasércfekhelyei. Budapest. 236 s.
 Mumme, W. G. — Scott, T. R. 1966: The relationship between basic feric sulfate and plumbojarosite. *Amer. Mineralogist*, 51, pp. 443—453.
 Papp, K. 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest. 367 S.
 Ramdohr, P. — Strunz, H. 1978: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. 16. Auflage. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag. 876 S.
 Roberts, W. L. — Rapp, G. R. jr. — Weber, J. 1974: Encyclopedia of Minerals. New York, Van Nostrand Reinhold. 693 p.
 Semenova, E. I. et al. 1981: Mineralogické tablice. Moskva, Nedra. 398 s.
 Václav, J. 1965: Mineralogicko-paragenetické pomery ložiska Mária-Margita pri Ochtinej. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 34, s. 5—26.
 McKenzie, R. C. 1970: Differential thermal analysis. Vol. 1: Fundamental aspects. New York. 251 p.

Secondary lead-zinc minerals of the Ochtiná-Margita deposit (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

ZDENĚK MRÁZEK, RUDOLF ĎUĎA

A set of hitherto unknown secondary minerals was discovered during investigations

of the vaste material on abandoned hydrothermal-metasomatic deposit of Ochtiná-Mar-

gita in the Slovak Ore Mts. Some of them are new occurrences both for Slovakia and Czechoslovakia. For several minerals known formerly, new data allowed the determination of their unit cell parameter(s) and to supply new physical or optical data.

Mostly deuteritic and oxidic minerals of zinc are common in the deposit (smithsonite, hemimorphite, hydrozincite) associating with small quantities of deuteritic copper minerals (cerussite, bindheimite, aurichalcite, linarite, beaverite, malachite and azurite). Coatings of cinnabar originated probably by decomposition of tetrahedrite or even that of sphalerite. The presence of anglesite, krokoite and mondheimite was not proven on the deposit. All minerals have been determined using chiefly roentgenometric analysis (tab. 1), hydrosincite also by DTA and TG analysis (fig. 5). Smithsonite, hemimorphite, hydrozincite and aurichalcite have been investigated

by infrared absorption spectroscopy. The low amounts of beaverite motivated its investigation, besides X-ray, also by electron microprobe analysis.

Some minerals (fig. 1, 2, 4, 6, 7) were subject to scanning in SEM pictures. The occurrence of beaverite is the first finding reported for Czechoslovakia, hydrozincite and aurichalcite are firstly reported from Slovakia.

The rich oxidation zone on the deposit developed due to favourable rock environment and composition of the vein filling. Carbonates in which metasomatic processes led to high activity of carbon dioxide and of hydrogen carbonate in solutions caused mostly the crystallization of deuteritic zinc carbonates as secondary minerals.

Preložil I. Varga

Vzťah prirodzenej rádioaktivity a mineralogicko-petrografickej povahy hornín z vrtu Dolné Dunajovice-23

ANNA VARČEKOVÁ*, VLASTIMIL KÁTLOVSKÝ**

* Naftový a plynárenský priemysel, Výskum a vývoj nafty a plynu, k. ú. o., Votrúbova 1, 825 05 Bratislava

** Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(6 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 9. 4. 1982

Связь натуральной радиоактивности пород с их минералогическо-петрографическими свойствами на скважине Долне Дунайовице — 23

Были сделаны минералогическо-петрографические и геохимические анализы газоносного горизонта нижнего миоцена на скважине DD — 23 месторождения Долне Дунайовице. Сравнивались результаты микроскопического, рентгенографического и гаммаспектрометрического изучения 19 образцов. На основании корреляции результатов были вычленены две группы пород, была установлена прямопропорциональная зависимость содержания тория, урана (радия) и калия на содержании мелкозернистой фракции в породе. Содержание урана и тория объясняется сорбционными свойствами глинистых минералов (особенно каолинита). Содержание калия иногда связано с полевыми шпатами или слюдами. Роль глауконита в распределении радиоактивных элементов на основании полученных результатов не позволяет однозначное определение.

Relations between natural radioactivity and mineralogy in rocks on the Dolné Dunajovice-23 drill hole

Results of mineralogical and petrographical investigations together with geochemical analytical data from rocks of a gaseous horizon in DD-23 drill hole (Lower Miocene, Eggenburgian) on the Dolné Dunajovice gas pool are compared in 19 samples from which microscopic, X-ray and gammaspectrometric data are used. On the base of correlation between single results, two groups of rocks are distinguished. Positive correlations were found to occur between contents of Th, U (Ra) and K, and the content of fine-grained fraction in the respective rocks. Contents of U and Th are explained by sorption properties of clay minerals (mostly kaolinite). The potash content is in relation with amounts of feldspar or mica. The role of glauconite in the distribution of radioactive elements may not be unambiguously deduced from the results.

V rámci výskumných prác Naftového a plynárenského priemyslu v rokoch 1980 a 1981 zameraných na kolektorské vlastnosti hornín plynového ložiska Dolné Dunajovice sme vykonali laboratórny mineralogicko-petrografický a geochemický rozbor hornín z vrtu DD-23. Vzorky jadier boli podrobené štúdiu v polarizačnom mikroskope, pod binokulárnou lupou, zrnitostnému rozboru, rtg analýze a gamma-spektrometrickému stanovovaniu koncentrácií prirodzených rádioaktívnych prvkov. Ostatnú z uvedených metód sme aplikovali na spresnenie interpretácie výsledkov geofyzikálnych meraní zakladajúcich sa na rádioaktivite hornín.

V polarizačnom mikroskope sa vzorky hornín skúmali vo výbrusoch a pod binokulárnou lupou vo forme makrovzoriek. Rtg analýzou sa preskúmali vzorky v natívnom stave, ale pretože rozbor poskytol iba veľmi hrubé výsledky, rozlišujúce iba kremeň a vo vzácnych prípadoch sľudu (resp. glaukonit) a chlorit, vykonala sa aj rtg analýza separovanej jemnej frakcie pod 5 mikrometrov. Analýzy prebehli za týchto podmienok: CuK_α žiarenie, 35 kV, 20 mA, clony 1, 0, 3, 1, citlivosť 1000 imp/s, časová konštanta 4 a 6 až $62^\circ 2$ (—).

Z prirodzených rádioaktívnych prvkov sa stanovili koncentrácie Th, K a U, pričom U sa určoval podľa produktov rozpadu Ra za predpokladu rádioaktívnej rovnováhy. Horninové vzorky podrvené pod 0,5 mm v objeme cca 150 cm³ (hmotnosť 200—220 g) sa nasypali do Marinelliho nádoby a hermetizovali minimálne 30 dní. Detekčný systém pozostával zo scintilačného kryštálu Ø 45×50 mm tieňového 10 cm Pb. Spektrá boli spracované 1024-kanálovým analyzátorom, zaznamenané tlačiarňou a manuálne zhodnotené metódou energetických intervalov. Porovnávajúcimi boli syntetické štandardy vyrobené v Ústave užitej geofyziky v Brne a štandardy s prírodným materiálom

v aluminosilikátovej matrici z ČSÚP v Příbrami. Čas merania bol 2000—4000 s. Stabilitu nuly konventora a zosilnenia kontrolovali externé žiariče Am^{241} a Co^{60} . Z opakovaných meraní nízkoaktívnych vzoriek, ako aj vzoriek s priemerným obsahom rádioaktívnych prvkov sa zistila smerodajná odchýlka určenia jednotlivých prvkov: $S_U = 0,3$ g/t, $S_{Th} = 0,6$ g/t a $S_K = 0,15$ %.

Vzorky bádaných hornín sú z úseku vrtu zodpovedajúceho zo stratigrafickej stránky egenburgu (Adámek, 1977; Zapletalová, 1977). Sú to klastické sedimentárne horniny (pieskovec poukazujúci minerálnym zložením na granitoidný pôvod) makroskopicky sivej, zelenosivej alebo zelenkastej farby, veľmi málo súdržné a jemnozrnité až strednozrnité. Mikroskopicky vykazujú polymiktné, ale pomerne monotónne minerálne zloženie. Sú v podstatnej miere z úlomkov kremeňa a živca, ktoré sú stále zastúpenými klastickými zložkami. Medzi zložky s premenlivým zastúpením patrí biotit, väčšinou chloritizovaný, menej častý, väčšinou až akcesorický muskovit, ďalej autigénny glaukonit a karbonát. Tie sú v niektorých prípadoch zastúpené aj vo významnom množstve, napr. keď karbonát alebo glaukonit tvoria spojivo medzi klastickými súčiastkami. Zistil sa akcesorický výskyt turmalínu a staurolitu. Okrem toho sa medzi klastickými zložkami vyskytujú úlomky horniny zloženej zo zrn kremeňa alebo kremeňa a živca s holokryštalickou a dlaždicovitou štruktúrou. Z rudných minerálov sa zaregistroval pyrit, ktorý v jemnom rozptýlení sprevádza akumulácie organickej hmoty. Okrem jemnej disperzie tvorí niekedy nedokonalé kryštáliky alebo guľôčky. V malom množstve je vo vzorkách prítomný organický detritus.

Zo zrnitostnej stránky je skúmaný pieskovec jemnozrnný až strednozrnný a s rozličným stupňom vytriedenia — dobre vy-

Petrografické a rádiometrické výsledky
Results of petrographic investigations and radiometric measurements

Tab.1

Petrografický profil				Mikroskopický popis							Makropopis			Rádioaktivita								
J. č.	Hĺbka v m	vzorka číslo	interval	hlavné granulometrické zložky	spojivo zložka	typ	štruktúra	mikrotextúra	minerálne zložky hlavné			akc.	aut.	sek.	farba	zrornosť	textúra	Th ppm	RaJ ppm	K %	Th/Ra	
7	1095	16			G(K)	d-p	sba-so d-p	masívna	Ž Q	Bi	G	BaSe	si	-ze	nrz	masívna		3,7	1,0	1,5	3,7	
8	1096	17			G	p-v	sba-so nrz pv	masívna	Q Ž	Bi Tu K St	G	Se	ze-se	hz	masívna		7,1	3,1	1,5	2,3		
8	1097				K	d-p	sba-so p-d	masívna	Q Ž B	St	GK	Ch	si		hz	masívna		2,7	1,0	1,0	2,6	
8	1098	15			K	p-d	sba-se pv až p	masívna	Ž Q Bi	Mu St	GK	Se Ch Ba			jz	paralelná		4,0	0,6	1,4	6,7	
8	1099	13			G	d-p	sba-se nrz	masívna	Q Ž B?		K G?	Kt	si	-ze	sz	masívna		6,6	1,7	1,3	4,0	
8	1100				K	pv-v	se sba nrz pv-p	masívna	Q Ž	Bi St Lu	GK		si	-ze	nrz	masívna až subpar.		4,2	1,1	1,5	3,9	
8	1101	11			G	d	se nrz d	masívna	Q Ž	Mu St	GK	Ch? Kt Se	ze-si		jz	masívna		4,8	1,0	1,3	5,0	
8																						
8	1103	10			K	d-p	sba-se p d-sba/p	masívna sbp/mas.	Q Ž	Mu	KG	Ba	si	-ze	sz nrz	subparalelná		4,5	0,8	1,0	5,6	
8	1104	9			K	p			Q Ž	Mu	GK							2,7	0,6	1,1	4,3	
9	1105	3			S-I	d-p	sba d nrz	masívna	Q Ž Bi	K	G	Se Kt	si		jz	subparal.		0,5	1,5	1,7	4,4	
9	1106																					
9	1107																					
9	1108	4			G	d-p	sba d nrz	masívna	Q Ž	Mu	GK	Se Kt	ze-si		nrz	masívna		6,0	0,4	1,6	15,3	
9	1109																					
9	1110	2			S-I	pv	nrz	masívna	Q Ž	St Mu	GK	Se	hsi		nrz	masívna		5,7	0,7	0,9	8,1	
9	1111																					
9	1112																					
9	1113	5			G-S-I	d-p	sba-se nrz	masívna	Q Ž	Bi Mu	G? K	Se Kt	ze-si		nrz			3,9	0,7	1,8	5,3	
10	1114																					
10	1115	6			K	p	sba nrz	masívna	Q Ž Bi	St Mu	KG	Se Ch Kt	ze-si		nrz	masívna		3,8	0,9	1,0	4,1	
10	1116	18			K	p	sba-se nrz-p	masívna	Q Ž	Bi Mu	GK	Se Kt	ze-si		nrz	masívna		3,5	0,9	0,2	4,3	
10	1117																					
10	1118	19		S-I	pv	sba-pv rz	sbp	Q Ž	Bi Mu	GK	GK	Se Kt	si		jz	paralelná		14,4	4,0	1,6	3,6	
10	1119	7		S-I	pv	rz pv	masívna	Q Ž		Mu Bi		Se Kt	si		jz	subparal.		15,0	3,7	1,5	4,1	
10	1120	1		S-I	d	sba-o d	masívna	Q Ž	Bi Mu		G	Se Kt Ba	si		jz	masívna		14,6	3,1	1,9	4,7	
10	1121																					
11	1122	8		S-I	d	sba-d rz	sbp	Q Ž			Se Ba Ch Li	si		jz	paralelná		16,8	5,5	2,8	3,0		

10 10 10 10 10 10 %

1 2 3 4 5 6 7

Granulometrické zloženie: 1 — frakcia > 0,06 mm, 2 — 0,16–0,125 mm, 3 — 0,2–0,16 mm, 4 — 0,25–0,2 mm, 5 — 0,4–0,25 mm, 6 — 1,0–0,6 mm, 7 — < 1,0 mm.

Mikroskopický popis: Q — kremeň, Ž — živec, Bi — biotit, Tu — turmalín, St — staurolit, Mu — muskovit, Ba — bauerit, Se — sericit, Ch — chlorit, Kt — kaolinit, Li — limonit, o — oválny, so — semioválny, sba — subangulárny, pv — povlakový, d — dotkový, p — pórový. Makropopis: si — sivý, ze — zelený, hsi — hnedosivý, jz — jemnozrnný, sz — strednozrnný, hz — hrubozrnný, nrz — nerovnomerne zrnitý.

Spojivo: G — glaukonity, K — karbonáty, S-I — sericitické íly

Granulometric composition: 1 — fraction: 0.06 mm, 2 — 0.16–0.125 mm, 3 — 0.2–0.16 mm, 4 — 0.25–0.2 mm, 5 — 0.4–0.25 mm, 6 — 1.0–0.6 mm, 7 — 1.0 mm.

Microscopical description: Q — quartz, Ž — feldspar, Bi — biotite, Tu — tourmaline, St — staurolite, Mu — muscovite, Ba — bauerite, Se — sericite, Ch — chlorite, Kt — kaolinite, Li — limonite, o — oval, so — semi-oval, sba — subangular, pv — coating, d — contact, p — porous. Macroscopic colour and structure: si — grey, ze — green, hsi — brownish-grey, jz — fine-grained, sz — medium-grained, hz — coarse-grained, nrz — seirate fabric. Matrix: G — glauconite, K — karbonate, S-I — sericitic clay

triedený až nerovnomerne zrnitý, v ktorom sa významne uplatňuje aj hrubšia frakcia (nad 1,0 mm). Zo zrnitostných kriviek zostrojených pre jednotlivé vzorky možno vyčítať zmenu sedimentačných podmienok počas ukladania sa súvrstvia. Vyšší obsah jemnej ilovitej frakcie v spodnej časti skúmaného vrtu svedčí o podmienkach sedimentácie v relatívne hlbšom bazéne. Vyššie sa prejavujú príznaky prínosu resedimentovaného, horšie vytriedeného klastického materiálu, kým v hornej časti skúmaného úseku vrtu je sedimentácia čiastočne vyrovnanjšia, s prevahou strednozrnej frakcie.

Vplyv sedimentačných podmienok sa odráža v rozdieloch vo fyzikálnochemickej a mineralogickej povahe hornín. Celkovo možno vo vertikálnom profile predpokladať redukčné prostredie. Svedčí o tom napr. röntgenograficky zistené mineralogické zloženie prítomných karbonátov, ktorých prevažné množstvo patrí sideritu, kým kalcit a dolomit sú vzácné. Rozdiely sú v minerálnom zložení a type spojiva. Z nich vychodí variabilnosť štruktúrnych a textúrnych vlastností hornín.

Výsledky mikroskopického štúdia a gamaspektrografického merania sú v tab. 1.

Koreláciou výsledkov jednotlivých druhov laboratórnych pozorovaní sme zistili niektoré zaujímavé vzťahy medzi zastúpením zrnitostnej frakcie pod 0,06 mm a hodnotami koncentrácií Th, U a K. V tejto frakcii na základe rtg analýzy (tab. 3) predpokladáme akumuláciu kaolinitu. Preto sa nazdávame, že sa zvýšené hodnoty rádioaktivity v danom prípade viažu skôr na kaolinit, nie na glaukonit, ako sa to bežne predpokladá.

Podľa vertikálneho rozloženia hodnôt koncentrácie rádioaktívnych prvkov (tab. 1) možno pre jednotlivé rádioaktívne prvky vyčleniť v profile niekoľko úsekov. Hodnoty koncentrácie tória vykazujú odchýlku od bežných hodnôt vo vzorkách

8, 1, 7 a 19, ktoré sú z najhlbšej časti sledovaného profilu. V týchto vzorkách sú hodnoty koncentrácií najvyššie pri súčasne najvyšších hodnotách koncentrácie U, kým zvýšenie obsahu rádioaktívneho draslíka je už menej výrazné. **Nad týmto úsek**om je výrazný pokles hodnôt koncentrácie tória a uránu, a to od hĺbky 1116 do 1113 m (smerom od počvy na povrch), a to tória s priemernou hodnotou 3,7 ppm, a do hĺbky 1110 m uránu s priemernou hodnotou 0,8 ppm a draslíka s kolísavými hodnotami.

*Kvalitatívne zastúpenie minerálov
prirodzených vzoriek na základe rtg analýzy
Quantitative proportion of minerals
in natural samples according to X-ray data*

Tab. 2

Vz. č.	Jadro číslo	Interval m	Q	$10 \cdot 10^{-1}$ nm (S, G)	$7 \cdot 10^{-1}$ nm (K, Ch)
8	11	0,6 — 0,8	**	**	*
1	10	6,0 — 6,9	***	*	*
7	10	5,0 — 5,2	***		*
19	10	4,5 — 4,7	***	*	*
18	10	2,8 — 3,0	***		
6	10	1,5 — 1,7	***	*(?)	
5	9	8,5 — 8,7	***	*(?)	
2	9	5,8 — 6,0	***	*(?)	
4	9	3,6 — 3,8	***	*(?)	
3	9	1,0 — 1,3	***	*(?)	*
9	8	7,8 — 8,0	***	*(?)	
10	8	7,05 — 7,3	***	*(?)	
11	8	5,3 — 5,5	***	*	*
12	8	4,6 — 4,8	***		
13	8	3,1 — 3,3	***	*(?)	
14	8	2,45 — 2,6	***		
15	8	1,8 — 2,0	***		
17	8	0,25 — 0,5	***	*(?)	
16	7	0,4 — 0,6	***	*(?)	

Analýzoval Ing. B. Čícel. Q — kremeň, $10 \cdot 10^{-1}$ nm (S, G) — sfuda, glaukonit, $7 \cdot 10^{-1}$ nm (K, Ch) — kaolinit, chlorit, *** podstatne zastúpený, ** dosť zastúpený, * prítomný, (?) problematický. Q — quartz, $10 \cdot 10^{-1}$ nm, (S, G) — mica, glauconite, $7 \cdot 10^{-1}$ nm, K, Ch — kaolinite, chlorite, *** — main constituent, ** — relatively rich, * — present, (?) — problematic

Nad týmto úsekom je po hĺbku 1106 m (vz. č. 3) oblasť relatívneho zvýšenia tória (6 ppm) a draslíka (1,65 ‰) s kolísavými hodnotami U.

Vyššie po poklese hodnôt vo vzorke č. 9 je po hĺbku 1101 m (vz. 12) pomerne vyrovnaný úsek s priemernou hodnotou 4,5 ppm Th a 0,9 U a od hĺbky 1100 m (vz. č. 13) po 1095 m (vzorka č. 16) sú pri Th a U kolísavé, stredne vysoké hodnoty, kým hodnoty K sú už od metra 1104 (vz. č. 10) vyrovnané a pohybujú sa od 1,0 do 1,5 ‰.

Takéto rozdiely v rádioaktivite vzoriek možno konštatovať vo vertikálnom profile, a to pri rovnakom minerálnom zložení arenitovej zrnitostnej zložky a pri meniacom sa type a minerálnom zložení spojiva predstavujúceho pri prevažnej väčšine vzoriek najjemnejšiu zrnitosťnú frakciu horniny. Výnimku tvoria vzorky, v ktorých je spojivom glaukonit tvoriaci relatívne veľké jedince vyplňajúce intergranulový priestor (napr. vz. č. 13). Preto tento jav sme v ďalšom venovali pozornosť najjemnejšej zrnitostnej frakcii a po

*Kvalitatívne zastúpenie minerálov v separovanej frakcii pod 5 mikrometrov
na základe rtg analýzy*
*Quantitative proportion of minerals in the fraction under 5 μm according
to X-ray data*

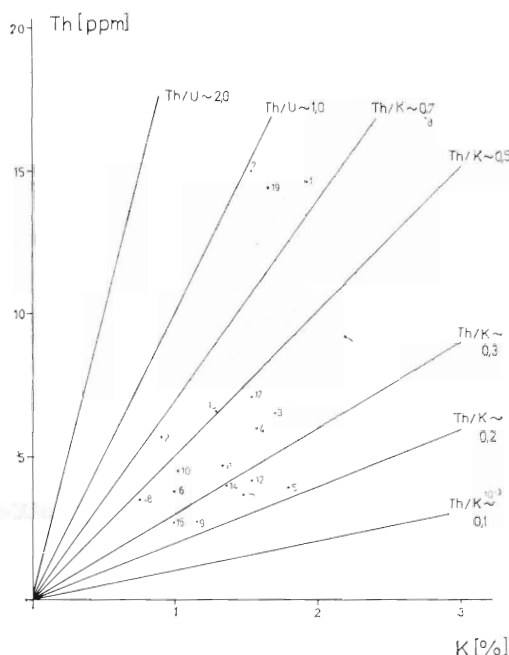
Tab. 3

Vzork číslo	Jadro číslo	Interval m	Q	K	I-M (G)	$10 \cdot 10^{-1}$ nm (S, G)	Ch	SA	SD	C	D	Ž	A	GO	CR
8	11	0,6 — 0,8	**	****		*							*		
1	10	6,0 — 6,9	***	***		*			*	*			*		
7	10	5,0 — 5,2	***	***											
19	10	4,5 — 4,7	***	***	*	*		*	*						
18	10	2,8 — 3,0	*			*							***		
6	10	1,5 — 1,7	*								*		**		
5	9	8,5 — 8,7	*										***		
2	9	5,8 — 6,0	*	*									**		
4	9	3,6 — 3,8	**	*	*	*	**		**						
3	9	1,0 — 1,3	**	***											
9	8	7,8 — 8,0	*										**		
10	8	7,05 — 7,3	**	*					***	*					*(?)
11	8	5,3 — 5,5	**	**											
12	8	4,6 — 4,8	**			**			**						
13	8	3,1 — 3,3	***	***								*			
14	8	2,45 — 2,6	**	**		*									
15	8	1,8 — 2,0	**	***	*										
17	8	0,25 — 0,5	***	**	*	*			*						
16	7	0,4 — 0,6	*			***									

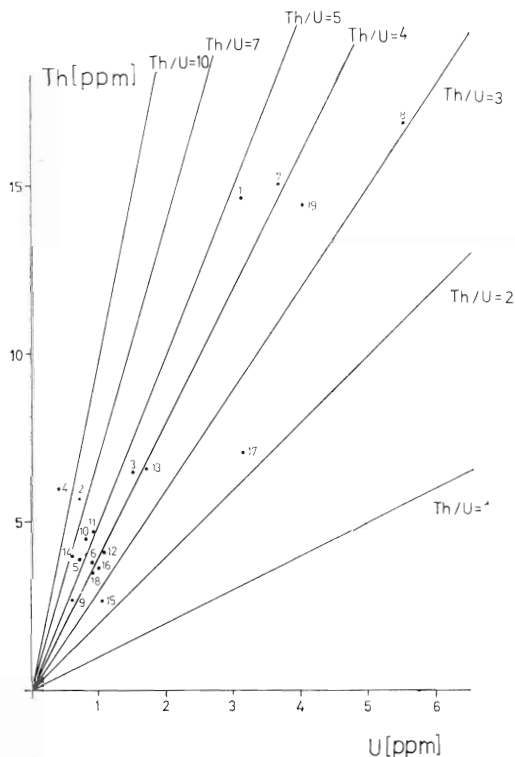
Analyzoval Ing. B. Čičel. K — kaolinit, Q — kremeň, $10 \cdot 10^{-1}$ nm (S, G) — slúda, glaukonit, I—M (G) — zmiešanovrstvovitá štruktúra illit — montmorillonit (glaukonit), Ch — chlorit, SA — sadrovec, SD — siderit, C — kalcit, D — dolomit, Ž — živec, A — rtg amorfna fáza, goethit, CR — cristobalit

K — kaolinite, Q — quartz, $10 \cdot 10^{-1}$ nm, (S, G) — mica, glauconite, I—M (G) — mixed-layer illite-montmorillonite (glauconite) structure, Ch — chlorite, SA — gypsum, SD — siderite, C — calcite, D — dolomite, Ž — feldspar, A — amorphous phase, GO — goethite, CR — cristobalite, **** — rich, *** — main constituent, ** — relatively rich, * — present, (?) — problematic

pokusnej vzájomnej korelácii zistených hodnôt rádioaktivity jednotlivých prvkov (obr. 1, 2, 3) sme sa pokúsili korelovať hodnoty rádioaktivity s percentuálnym zastúpením zrnitostnej frakcie pod 0,06 mm. Kým pri vzájomnej korelácii hodnôt rádioaktivity prvkov sa okrem prevahy tória nad uránom (rádiom) a káliom pri ináč rovnomerne rozložených priemetoch vzoriek nedali zistiť výraznejšie závislosti, pri sledovaní závislosti hodnôt prirodzenej rádioaktivity rádioaktívnych prvkov od kvantitatívneho zastúpenia zrnitostnej frakcie pod 0,06 mm sa ukázali niektoré zaujímavé fakty. Predovšetkým si možno povšimnúť, že pri vzťahoch obidvoch typov sa zo súboru vzoriek výrazne vyčle-



Obr. 2. Závislosť obsahu Th od obsahu K
Fig. 2. Correlation between content of Th and K

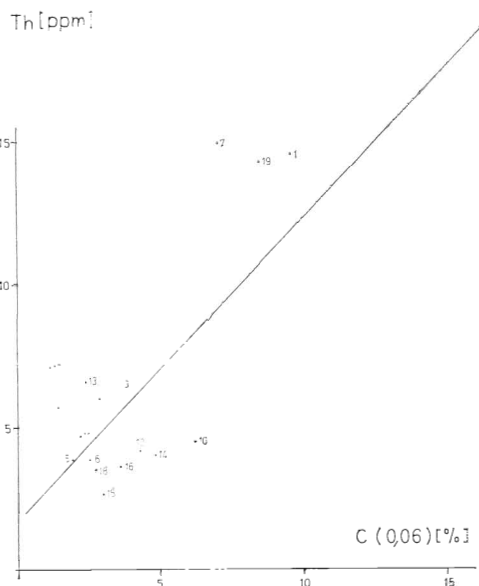


Obr. 1. Závislosť obsahu Th od obsahu U
Fig. 1. Correlation between contents of Th and U

ňuje skupina štyroch vzoriek (vzorka č. 8, 1, 7 a 19). Sú to už spomenuté vzorky z najspodnejšej časti pieskovcového profilu. Na základe röntgenografického rozboru sa v nich zistil vyšší podiel kaolinitu, najvyšší vo vzorke č. 8. Z mikroskopického štúdia vyplýva, že majú ílovito-sericitické spojivo povlakového až dotykového typu. Pri vzťahu hodnôt rádioaktivity jednotlivých rádioaktívnych prvkov k zastúpeniu frakcie pod 0,06 mm si možno povšimnúť nasledujúce súvislosti:

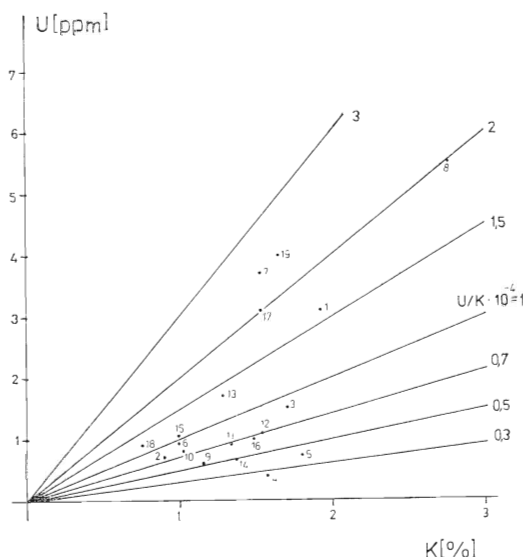
So vzrastom percentuálneho podielu zrnitostnej frakcie pod 0,06 mm vzrastá vo vzorke podiel tória. Na rovnakej úrovni obsahu jemnozrnej frakcie sú vzorky č. 7 a 10, pričom z mikroskopickej analýzy vychádza, že pri vzorke č. 10 ide o karbonátové spojivo a najnižší röntgenograficky zistený podiel kaolinitu (pri vysokom

zastúpení sideritu). Priamo úmerná závislosť medzi obsahom tória a frakcie pod 0,06 mm sa dá vyčítať vo vzorkách č. 15, 16, 12, 14 (10), ktoré vystupujú na grafe vzťahu $\text{Th}/\text{C}_{0,06 \text{ mm}}$ v oblasti nízkeho obsahu sledovaných komponentov a sú odobraté z hornej časti profilu. Z nich všetky, okrem vzorky č. 16, ktorá má glaukonitické spojivo, majú karbonátové spojivo a vzorky č. 12 a 16 podľa rtg rozboru kaolinit nevykazujú. Ale vzorka č. 15 má zvýšený podiel kaolinitu, aj keď je tu neočakávaný. Miesto vzoriek č. 4, 2, 3, 13, 17, vystupujúcich v grafe závislosti $\text{Th}/\text{C}_{0,06 \text{ mm}}$ v poli nízkeho obsahu jemnej frakcie a mierne zvýšeného obsahu tória, je pravdepodobne zdôvodniteľné povahou iných ako ílových minerálov. Ide asi o podiel tória viažúceho sa na živce, ktorých povaha je podľa mikroskopického pozorovania skôr draselná ako sodno-vápenatá (živce sa mohli pozorovať iba na rovinnom stolíku, kde bol iba vzácné pozorovateľný



Obr. 4. Závislosť obsahu Th od frakcie pod 0,06 mm

Fig. 4. Correlation between content of Th and fraction under 0.06 mm



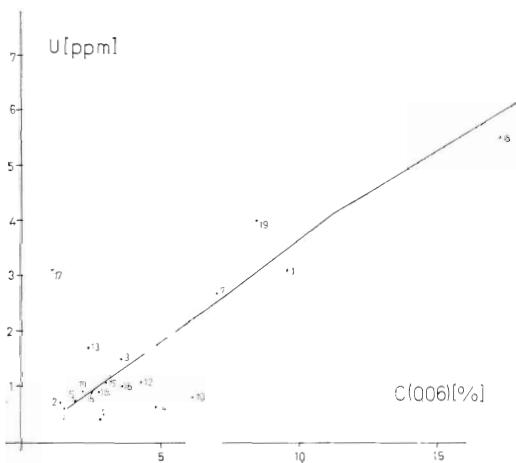
Obr. 3. Závislosť obsahu U od obsahu K
Fig. 3. Correlation between content of U and K

polysyntetický zrast; ale to nevyklučuje, že časť ostatných úlomkov živcov môže patriť plagioklasom).

Závislosť obsahu draslíka od obsahu najjemnejšej frakcie v hornine nie je v skúmaných polymiktných sedimentárnych horninách taká výrazná ako v prípade charakteru vzťahu $\text{Th}/\text{C}_{0,06}$. Je to zdôvodniteľné jeho odlišnou distribúciou v mineráloch zúčastňujúcich sa na zložení týchto hornín. Z obr. 6 (vzťah $\text{K}/\text{C}_{0,06}$) vidieť, že so stúpajúcim obsahom jemnej frakcie stúpa obsah draslíka (vzorka č. 7, 19, 1 a 8) oproti vzorkám s nízkym zastúpením tejto frakcie, ktorá pri nich ustupuje karbonátovému spojivu (vzorka č. 18, 6, 15, 14 a vzorka č. 2 so sericiticko-ílovitým spojivom povlakového typu), ale jeho obsah iba v jednom prípade (vz. č. 1) nepatrne prevyšuje hodnoty obsahu draslíka vzoriek s najnižším obsahom najjemnejšej

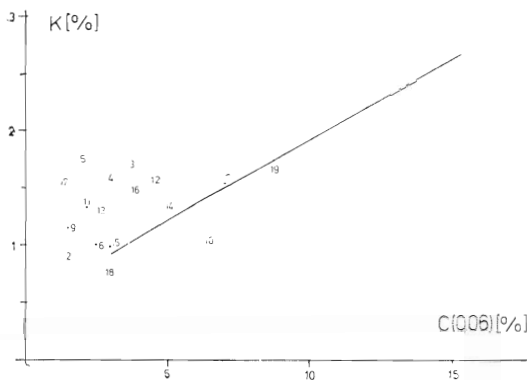
zrnitostnej frakcie. Výrazný rozdiel v obsahu K je vo vzorke č. 8, ale tá má aj výrazne najvyšší obsah tejto zrnitostnej frakcie. Vzorky, ktorých zrnitostné priemety sú na obr. 6 vľavo od priemetov práve spomenutých vzoriek, vykazujúce zoskupenie na stúpajúcej priamke, vytvárajú pole bez zrejmej priamoúmernej závislosti obsahu draslíka od obsahu jemnozrnej frakcie a ich obsah draslíka sa pohybuje na tej istej úrovni ako vo vzorkách s vyšším obsahom frakcie pod 0,06 mm. Je zrejmé, že tieto hodnoty sú zdôvodniteľné obsahom živcov, glaukonitu, príp. biotitu a muskovitu, ktoré sa pri sitovej analýze dostávajú do hrubších frakcií.

Na grafe vzťahu uránu (rádia) k obsahu zrnitostnej frakcie pod 0,06 mm (obr. 5) sa opäť vyčleňuje skupina vzoriek č. 7, 1, 19 a 8, známa osobitným postavením už z doteraz interpretovaných vzťahov. Z pozície priemetov týchto vzoriek do istej miery vyplýva závislosť uránu (rádia) od obsahu danej zrnitostnej triedy, v ktorej, ako sme



Obr. 5. Závislosť obsahu U od frakcie pod 0,06 mm

Fig. 5. Correlations between content of U and fraction under 0.06 mm



Obr. 6. Závislosť obsahu K od frakcie pod 0,06 mm

Fig. 6. Correlation between content of K and fraction under 0.06 mm

už spomenuli, predpokladáme akumuláciu ílovej zložky. Súčasne sa v oblasti nízkého obsahu sledovaných zložiek, temer v priamoúmernej závislosti, ukladajú priemety vzoriek s karbonátovým (vz. č. 9, 6, 18, 15) a glaukonitickým (vz. č. 11, 16), ale aj sericiticko-ílovým spojivom. Obsahom uránu (rádia) sú na rovnakej úrovni aj vzorky č. 14 a 10 s karbonátovým spojivom a s mierne zvýšeným obsahom ílovej zrnitostnej frakcie. Podobne si treba všimnúť aj postavenie vzoriek č. 16 a 17. Obidve sú s glaukonitickým spojivom, pričom vzorka č. 17 má výrazne zvýšený obsah uránu (rádia). Možno povedať, že z grafu závislosti obsahu uránu od frakcie pod 0,06 mm pre lokalitu vychodí, že s rastom obsahu tejto frakcie stúpa aj obsah uránu (rádia). Tam, kde možno v rámci obsahu najjemnejšej zrnitostnej zložky predpokladať podiel karbonátu (napr. vz. č. 14 a č. 10), nemožno pozorovať alikvotné stúpanie obsahu uránu so stúpaním tejto zrnitostnej zložky. Ďalej nie je celkom jasná úloha glaukonitu, príp. ďalších minerálnych zložiek ako nositeľov uránu.

Na základe uskutočnených korelácií sme dospeli k náhľadu, že intenzita rádioakti-

vity skúmaného horninového materiálu reprezentovaná koncentráciou Th, U a K je závislá najmä od zastúpenia kaolinitu, ktorý je akumulovaný najmä v zrnitostnej frakcii horniny pod 0,06 mm. Svedčí o tom predovšetkým umiestnenie vzoriek č. 8, 1, 19 a 7 (s najvyšším röntgenograficky zisteným obsahom kaolinitu — frakcie pod 0,06 mm a s najvyššou nameranou rádioaktivitou) v grafoch závislosti zastúpenia rádioaktívnych prvkov od zastúpenia frakcie pod 0,06 mm. Tento predpoklad podporuje napr. aj porovnanie pozície vzoriek č. 7 a 10 na grafe závislosti $U/C_{0,06}$ (obr. 5), v ktorých je pri približne rovnakom obsahu tejto frakcie, ale pri karbonátovom spojuje (t. j. nedostatku kaolinitu) vzorky č. 10 veľký rozdiel v rádioaktivite.

Sledovaná závislosť nevystupuje rovnako zreteľne a v rovnakom zmysle vo všetkých meraných rádioaktívnych prvkoch. Pomerne jednoznačná je v skupine vzoriek č. 8, 1, 7 a 19 pri Th a U. Ale v prípade draslíka je koncentrácia pri výrazne vyššom obsahu jemnej frakcie (pod 0,06 mm) na rovnakej úrovni ako vo vzorkách s nižším obsahom tejto frakcie. Možno tu predpokladať, že úloha nositeľov rádioaktívneho draslíka pripadá živcom, resp. biotitu alebo glaukonitu, ktorých vplyv sa prejavuje pri korelácii $U/C_{0,06}$ a $Th/C_{0,06}$.

Vo vzorkách č. 2, 4, 13 a 17 môže byť zvýšený obsah Th výsledkom prítomnosti akcesorických minerálov (zirkón, staurolit, titanit), ktoré môžu byť v horninotvorných mineráloch prítomné aj ako uzavreniny. Podobne sa to môže vzťahovať aj na obsah U, napr. vo vzorke č. 17.

Záver

Pri celkovom hodnotení laboratórnych prác možno konštatovať, že

— sa získal prehľad o distribúcii rádioak-

tívnych prvkov v rámci skúmaných hornín, pričom sa dali vyčleniť dve skupiny hornín (skupina vzoriek pri počve vrtu a skupina ostatných vzoriek):

- sa zistili vzťahy rádioaktívnych prvkov k jemnozrnej frakcii horniny, pričom základnou charakteristikou je priama závislosť U, Th a K od jej kvantitatívneho zastúpenia;
- obsah U a Th sa vysvetľuje sorpčnými vlastnosťami ílových minerálov (kaolinit);
- obsah K sa viaže na živce a prítomné sludy (biotit a muskovit) a glaukonit;
- sa na základe získaných výsledkov nepodarilo objasniť úlohu glaukonitu v distribúcii rádioaktívnych prvkov;

Výsledky výskumu môžu poslúžiť k dôkladnejšej interpretácii rádiometrických karotážnych meraní vo vrte a po primeranom rozšírení na viaceré vrty v danom ložiskovom poli by mohli byť cenným doplnkom pri komplexnom hodnotení kolektorských vlastností analogických litologických súvrství.

Recenzoval J. Kalina

LITERATÚRA

- Adámek, J. 1979: Plynové ložisko Dolní Dunajovice a geologická stavba jižní části karpatské předhlubně. *Zemní plyn nafta*, 24, s. 1—22.
- Adámek, J. 1977: Naftově-geologické zhodnocení pionýrských vrtů Dunajovice-2 a 3 a sledovaných vrtů Dunajovice-4, 8, 9, 11 a 13. *Manuskript — MND Hodonín*.
- Dudek, A., — Fediuk, F., — Palivcová, 1962: Petrografické tabulky. *Praha, V ČSAV*.
- Wolf, I. et al. 1981: Výzkum kolektorových vlastností ložiska Dolní Dunajovice. [Závěrečná zpráva.] *Manuskript — VÚGI Brno*.
- Zapletalová, I. 1976: Některé výsledky a problémy mikrobiostratigrafického výzkumu miocénu na JV svazích Českého masivu. *Zemní plyn nafta*, 22, s. 19—23.

Relations between natural radioactivity and mineralogy in rocks on the Dolné Dunajovice-23 drill hole

ANNA VARČEKOVÁ, VLASTIMIL KÁTLOVSKÝ

With the aim to characterize collector properties of rocks in the Dolné Dunajovice natural gas pool, laboratory mineralogical and petrographical tests were made on 19 samples coming from a gassy horizon of Lower Miocene (Eggenburgian) age in the DD-23 drill hole. Core samples were subject to investigations in thin section and binocular magnifier, applying X-ray analysis and gamma-spectrometry of natural radioactive elements (K, Th and U (Ra)). The investigated sample set represents fine- to medium-grained sandstone of various sorting. The polymict mineral composition is relatively monotonous reflecting material of granitoid source rocks. The main clastic constituents are quartz, feldspar, whereas the amount of biotite and rock fragments is lesser. Accessories are muscovite, tourmaline and staurolite. The matrix is composed of whether sericite-clay, carbonatic or glauconitic.

Results of microscopic investigations and of gamma-spectrometric measurements are in tab. 1.

Correlations between single laboratory results used reveal several interesting relations between the share of fraction under 0.06 mm and concentrations of Th, U and K. Differences in concentrations of radioactive elements within the vertical profile in drill hole appear at the same composition of the arenite constituent therefore such differences are due to changes in the composition of the matrix. This matrix represents, in the majority of cases, the most fine-grained fraction of the rock, except for sample where glauconite creates large crystals in the matrix filling up the space between clastic grains (sample No 13).

The feature led us to testing of correlations between the natural radioactivity and percentual share of the fraction under 0.06 mm in the rock. Correlation plots for single radioactive elements disclosed the following dependences.

The increase of the amount of less than 0.06 mm fraction of the rock, where the X-ray analysis points to the presence of kaolinite, leads to the increase of Th contents in samples. Exceptions are the cases where carbonate occurs in the fine fraction (sample No 10). In some cases, slight increase of Th contents was found in the field of the fine-grained fraction what may be explained by the presence of other than clay minerals. Probably, this amount of Th is bound to feldspars.

The dependence of K contents on the amount of the under 0.06 mm fraction is less pronounced if compared with that of Th. The feature may be explained by differences of potash distribution in single minerals. Figurative points in the fig. 6 may reveal the content of feldspar, glauconite or else biotite and muscovite concentrating into the fine fraction.

In the case of uranium contents of the under 0.06 mm fraction, a positive correlation between both values has been proved. In cases where carbonate may be supposed to share the fine fraction (samples No 10 and 19), the increase of uranium content with that of the fine fraction lacks. The role of glauconite in the distribution of uranium remains not entirely clear.

Preložil I. Varga

Poznámky k stavbe kryštalinika v okolí Skalky (Nízke Tatry)

VLADIMÍR BEZÁK, ALBÍN KLINEC

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

(1 obr. v texte)

Doručené 22. 4. 1982

Заметка о строении кристаллиника в районе Скалки (Низкие Татры)

Геологическим картированием территории дюмбиерского кристаллиника за последние годы, были установлены несколько тектонических деформации различных по возрасту. Первоначальное варийское строение было достигнуто алпийской чешуевитостью; причем чешуи при транспорте неизвестного разширения были в некоторых участках „группированы“ в структуры антиформенного и синформенного характера. В последнем этапе территория была разчленена на блоки с различной амплитудой поднятия.

Remarks to the structure of crystalline near Skalka locality, Nízke Tatry Mts. (Central Slovakia)

In the courses of field mapping of the Ďumbier crystalline, several chronologically distinct tectonic deformations have been ascertained. The original Variscan edifice has been subject to Alpine splintering and single slices became, during a horizontal transport of unknown size, piled up into structures of antiformal and synformal nature. During the last stage of development, the older edifice became faulted into blocks revealing various amplitude of movements.

Roku 1979 sme v oblasti volfrámového zrudnenia na S od Jasenskej Kyslej vykonali účelové geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000. Zmapovali sme tieto štýri základné horninové pásma (od S na J):

pásmo biotitických granodioritov (nazvané pásmo Jesenskej hole), hybridné pásmo s prevahou nebulitických migmatitov (pásmo Zamostskej hole), páskovaných a očkátých rúl — migmatitov (pásmo Špíg-

lovej) a „ortorúl“ v pásme Struhára. Okrem toho sme odtiaľ po prvýkrát opísali pruhy mladopaleozoických metasedimentov hlboko zaklíneneých v kryštaliniku, najmä v pásme Zamostskej hole a Špiglovej. Tieto dve pásma majú okrem toho aj podobné štruktúrne črty, a preto sme ich zahrnuli do jedinej štruktúry Špiglovej, ktorá je antifórmovej povahy a je významná aj z hľadiska akumulácie volfrámových rúd. Podali sme aj možnosti vysvetľovať tektogenézu takto zostaveného územia (Bezák — Klinec, 1980). Pritom sme hlavnú úlohu pri zavrásňovaní metasedimentov rulovo-magmatitového komplexu pripisovali presúvaniu vyššie ležiacich mäs kryštalinika (zo zachovaných celkov sú to granitoidy pásma Jasenskej hole a „ortoruly“ Struhára).

Roku 1981 sme v nadväznosti na predchádzajúce práce mapovali oblasť východne od Kyslej. Ide o územie Lomnistej doliny a Vajskovskej doliny v centre s hrebeňom Skalky. Tohto územia sa týka práca V. Zoubka (1951), D. Kubínyho (1956), I. Lehotského (1979), O. Míka (1977), K. Siegla (1981). Pri mapovaní sme získali ďalšie štruktúrne údaje a poznatky o priebehu geologických celkov, ktoré našu predstavu o strednej časti Ľumbierskeho kryštalinika z rokov 1979—1980 dopĺňajú a spresňujú, resp. sčasti aj menia.

V severnej časti územia sú základné črty stavby analogické oblasti Kyslej. Pokračujú tam severovýchodne orientované základné horninové pásma (Jasenskej hole, Zamostskej hole, Špiglovej, Struhára, obr. 1). Pritom termín jednotka používame preto, lebo medzi nimi sú tektonické hranice. V jednotke Špiglovej sú aj v tejto oblasti skúmaného územia (horná časť Lomnistej doliny) hlboko zaklínene pruhy metasedimentov, z ktorých sa v oblasti Kyslej určili palinomorfy poukazujúce na vrchnopaleozoický vek (Planderová in Pecho — Pulec et al., 1980). Na niektorých

miestach sú v nich aj kvarcity spodného triasu (napr. pod sedlom Kotlíská).

Pre lepšiu odkrytosť terénu v oblasti Lomnistej doliny sa poloha týchto metasedimentov uprostred kryštallických bridlíc, a tým aj mechanizmus ich „zavrásnenia“ stávajú jasnejšími. Nejde o vrásy v pravom slova zmysle, ale o šupiny kryštalinika, medzi ktorými sú zaklínene. Slabometamorfované metasedimenty sú na okrajoch vždy lemované mylonitmi kryštallických bridlíc, od ktorých je ich často ťažko odlíšiť. Šupiny boli následne rozličným spôsobom ohýbané a deformované (v rozličných segmentoch s nerovnakou intenzitou). Tieto segmenty, oddelené priečnymi zlomami, ešte postihla radiálna tektonika, pričom výzdvihy boli nerovnaké amplitúdy, a preto sú dnes vedľa seba štruktúrne neporovnateľné segmenty.

Hybridné granitoidy jednotky Zamostskej hole majú v bádanom území stabilný úklon, prevažne stredný na SZ, t. j. pod jednotku Jasenskej hole (obr. 1). Ale jednotka Zamostskej hole sa smerom na SV zužuje a napokon v uzávere Lomnistej doliny nahrádza iný celok — svetlé, prevažne muskovitické granitoidy (predbežne nazvané pásmo Kotlísk). Postavenie ani vek týchto hornín nie sú doteraz objasnené (môže ísť o kyslý diferenciat variských granitoidov alebo iné, dosiaľ neznáme členy zostavy). Granitoidy sa rozširujú hlavne v uzávere Vajskovskej doliny (južný svah Poľany).

Antifórmove štruktúra Špiglovej pokračuje do hornej časti Lomnistej doliny (jej os prebieha severovýchodným smerom od Šifrovej doliny cez sedlo Struhára do Kotlísk). V jadre ju budujú najmä páskované ruly — migmatity. Ich severné križlo je ukľonené na SZ, južné na JV, ale južnejšie segmenty (oblasť Žiarskej hole, dolná časť Vajskovskej doliny), oddelené od štruktúry Špiglovej strmými zlomami, sa vyznačujú plochým uložením hornín jed-

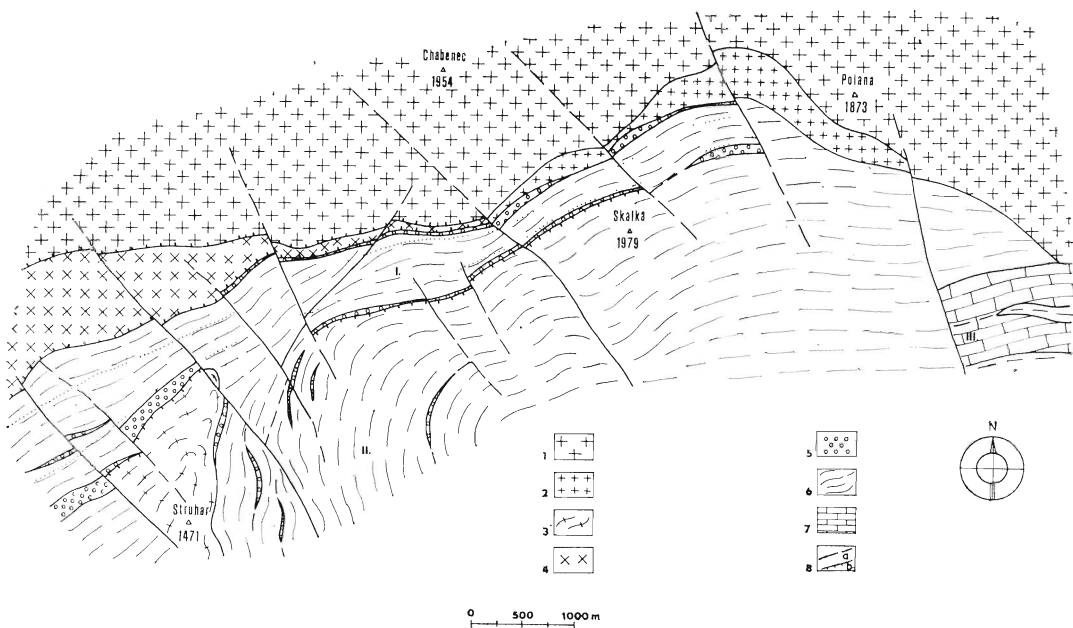
notky Špiglovej aj Šifrovej (ide o šupiny rúl oddelené šupinami metasedimentov). Z toho vidno, že územie je štruktúrne nerovnorodé (sú tu úseky so strmo uloženými súbormi hornín a úseky s „plochou stavbou“). Takáto geologická stavba asi nevznikla jedným aktom, ale sú v nej pravdepodobne zafixované výsledky rozličných etáp tektonických deformácií.

Mechanizmus tektonického usporiadania tohto komplikovaného územia bude ešte vyžadovať ďalšie bádania. Robiť uzávery

o tektonike tejto oblasti by bolo v tomto štádiu predčasné. Ako sme to zdôraznili v našej predchádzajúcej práci (Bezák — Klinec, 1980), stále ide iba o pracovnú hypotézu.

Sústredíme sa nateraz len na analýzu niektorých základných poznatkov, ktoré sú sčasti znázornené aj na tektonickej schéme (obr. 1):

1. Jednotka Ľumbierskych granitoidov (Jasenskej hole) je aj vo východnej časti uklonená na SZ. Smer južnej hranice tejto



Obr. 1. Tektonická schéma strednej časti Ľumbierskeho kryštalinika. 1 — biotitické granodiority (jednotka Jasenskej hole), 2 — leukokratické granodiority (jednotka Kotlísk), 3 — „ortoruly“ (jednotka Struhára), 4 — hybridné granitoidy, nebulity (jednotka Zámostskej hole), 5 — metasedimenty vrchného paleozoika (?) (jednotka Šifrovej), 6 — páskované a očkáté ruly — migmatity (jednotka Špiglovej), 7 — prevažne mezozoikum v štruktúre Trangošky, 8 — tektonické hranice a — bez udania sklonu, b — s udaním sklonu, I — osová časť štruktúry Špiglovej, II — jedna z oblastí vývinu štruktúry Kulichovej doliny, III — štruktúra Trangošky

Fig. 1. Tectonic sketch of the central part of the Ľumbier crystalline. 1 — biotite granodiorite (the Jasenská hoľa unit), 2 — leucocratic granodiorite (the Kotlísk unit), 3 — „orthogneiss“ (the Struhár unit), 4 — hybrid granitoids, nebulite (the Zámostianska hoľa unit), 5 — metasediment, Upper Paleozoic (? the Šifrová unit), 6 — laminated and ophiolitic gneiss to migmatite (the Špiglová unit), 7 — mostly Mesozoic rocks in the Trangoška structure, 8 — tectonic boundary (a — without dip value, b — with known dip value), I — axial part of the Špiglová structure, II — one of areas of the Kulichová structure, III — the Trangoška structure

jednotky sa od sedla Kotlíská stáča na JV (až po sedlo Príslop, kde sa stýka so štruktúrou Trangošky) a hranica takmer kopíruje vrstevnice. Avšak plochy s migmatitov jednotky Špíglovej vo východných rásach Skalky, v Západných Kotlíkách, priamo vo Vajskovskej doline a v jej ľavom svahu (už tesne pod hranicou s granitoidmi) si stále zachovávajú smer SV alebo VSV, príp. až V—Z a strmý úklon.

2. Ploché uloženie šupín migmatitov spolu s metasedimentmi poukazuje na uplatnenie mechanizmu plochých násunov komplexov kryštalinika a ich obalu v istej etape alpínskych tektonických procesov. Tento mechanizmus sme predpokladali v alternatíve C-2 v našej predchádzajúcej práci (Bezák — Klinec, l. c.). Keďže migmatity v stavbe naďalej pokladáme za najspodnejší element, je nepravdepodobné, že by sa tomuto tektonickému mechanizmu boli vyhli granitoidy jednotky Jasenskej hole. Násuny boli zrejme hlavným spôsobom nahromadenia litologicky odlišných elementov vo forme šupín nad sebou, aj keď ich pôvodná súvislosť je pravdepodobná. Rozsah násunov je doteraz neznámy. V dôsledku blokových pohybov a erózie sa šupiny rovnomerne na celej ploche územia nezachovali.

3. V celkovej sukcesii tektonických procesov považujeme násuny za staršie ako vytvorenie antiformy (štruktúry Špíglová) v severnej časti územia. Antiformná štruktúra sa zrejme vytvorila v segmente postihnutom intenzívnejším mladším stlačením, pričom hlavnú rolu tu nehrali vrásy, a preto tu nejde o antiklinorium (platí to potom aj pre celé Ďumbierske kryštalinikum). O takejto následnosti pohybov svedčia aj drobné vrásy vytvorené pravdepodobne počas násunov, spoločné migmatitom aj metasedimentom. Po sklopení majú totožné vrásové roviny v segmentoch s plocho aj strmo uloženými horninovitými celkami.

4. Os spomenutej mladšej antiformnej štruktúry v centre Ďumbierskeho kryštalinika má smer SV, čo nesúhlasí s celkovým priebehom V—Z horstva (ide ešte o mladšiu megaantiformu alebo iba o efekt výzdvihu ?) ani s priebehom mladého zlomu pri severnom okraji hronského mezozoika. Do štruktúrneho plánu V—Z patrí aj štruktúra Trangošky, ktorá jediná v tomto území obsahuje aj vyššie mezozoické členy. Územie pôvodne zostavené z plocho uložených šupín sa neskôr v dôsledku rozličnej intenzity mladšieho „zhrnutia“ v istých úsekoch (štruktúra Špíglovej), a sedimentácie pozdĺž zlomov (posuny, blokové výzdvihy a poklesy) diferencovalo.

Recenzoval J. Kamenický

LITERATÚRA

- Bezák, V. — Klinec, A. 1980: The new interpretation of tectonic development of the Nízke Tatry Mts. — west part. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 569—575.
- Kubíný, D. 1956: Správa o výskume ústrednej časti Ďumbierskeho masívu. *Spr. (Bratislava)*, 9, s. 110—119.
- Lehotský, I. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Vrbické pleso. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 60 s.
- Pecho, J. — Pulec, M. et al., 1980: Geologicko-ložisková charakteristika a prognózy W-zrudnenia v oblasti Jasenie-Kyslá, Nízke Tatry. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 273 s.
- Siegl, K. 1981: Structure of the Ďumbier Metamorphites (West Carpathians). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 32, pp. 113—127.
- Zoubek, V. 1951: Správa o geologickom výskume južného svahu Nízkych Tater medzi Bystrou a Jasenskou dolinou. *Věst. Ústř. úst. geol.*, s. 162—166.

Remarks to the structure of crystalline near Skalka locality, Nízke Tatry Mts. (Central Slovakia)

VLADIMÍR BEZÁK, ALBÍN KLINEC

Detailed mapping and related investigations in the central part of the Ďumbier zone in the Low Tatra Mts. allowed the distinction of several partial belts northernly from Jasenie village. Due to distinct tectonic surface dividing the single belts, these are considered to represent single tectonic units (fig. 1). The unit consists of mainly crystalline rocks e. g. various kinds of migmatite but also rock varieties representing, probably, lowermost members of Mesozoic sequences and also fragments of preserved Upper Paleo-

zoic cover. The last rocks, frequently containing well preserved sedimentogenous structures, create the borders to single tectonic slices of crystalline. Such axial structures are disturbed by transversal faults of NW—SE attitude what implies difficulties in their mutual interconnection to such important units in the area as is the Tran-goška syncline.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Zdeněk Kukal: **Pouště v současnosti i geologické historii** (Bratislava 28. 10. 1932)

Pouště jsou částí zemského povrchu, na kterých se vegetace neudrží vlivem nedosta-tečných srážek. Vypařování vody z povrchu značně převládá nad srážkami. Srážek není více než 150 mm/rok a navíc jsou značně nerovnoměrně rozděleny. Aridní a semiaridní zóny pokrývají největší část zemského po-vrchu (41 %) a pravděpodobně tomu tak bylo i po větší část geologické historie. Současné pouště jsou rozmístěny mezi 20° a 25° s. i j. zemské šířky. Některé další jsou podél pobře-ží, za horskými pásmy a hluboko uvnitř pevnin.

Pouštní povrch je značně různorodý. Je tvořen buď písky (dunami, písečnými závěje-mi), nebo aluviálními a proluviálními ulože-ninami, spraší, jílovitými sedimenty plaví a sební, deflačním reziduem (reziduální štěrky), eluviem nebo durikrustou. Podle neúplné sta-tistiky jsou nejhojnější pouště s kamenitým eluviem, deflačním reziduem a durikrustou.

Za nejlepší indikátory fosilních pouští jsou

pokládány evapority (i silicifikované), verti-kální střídání eolických a vodních (fluviálně proluviálních i lakustrinních) sedimentů, vý-borné vytržidění a bimodalita eolických pís-kovců, diagonální zvrstvení s úklonem lamin větším než 30°, matný povrch a červené po-vlaky křemenných zrn, pouštní lak na va-lounech, přítomnost hranců a eolických čeřin (s čeřinovým indexem nad 12). Díky exfoliaci mohou pouštní pískovce obsahovat mnoho jí-lovitých závalků. Přítomnost agregátových zrn (pseudosand) může být také dobrým kří-teriem. Je důležité, že ani jedno z těchto kří-terií nemusí platit jednotlivě, ale síla rekon-strukce pouštního klimatu je v kumulaci indi-kátorů.

Všechny pouštní procesy probíhají relativně velmi rychle. Duny migrují průměrnou rychlostí 10—20 m/rok (čím jsou větší, tím se po-hybují pomaleji), gypkrusta se tvoří rychlostí 1 cm/rok, kalkkrusta 1 mm/rok, spraš se usa-zuje rychlostí 1 mm/rok. Současné pouště se šíří rychlostí až 1 km/rok, během suchých let i daleko rychleji. Znamená to, že v geo-logické historii mohla být celá pevnina zře-něna v poušť během několika tisíců let.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Prvý seminár paleontologickej odbornej skupiny pri SGS

V dňoch 29. a 30. 9. 1982 sa za účasti takmer všetkých slovenských paleontológov uskutočnil v Liptovskom Jáne prvý seminár skupiny paleontológie pri SGS.

Po otvorení predniesol dr. O. Samuel, DrSc., prednášku Zásady litostratigrafickej klasifikácie. O téme sa diskutovalo veľmi vecne a diskutéri poukázali na nevyhnutnosť dodržiavať zásady litostratigrafickej klasifikácie, pretože iba tak bude možno aj tieto jednotky charakterizovať podľa viac-menej jednotného systému.

Dr. M. Činčurová, CSc., predniesla prednášku Paleontologické zbierky v slovenských múzeách. Upozornila na možnosti deponovať paleontologické zbierky. Prijala sa zásada, aby každý novoopísaný taxón uložený v zbier-

kach múzea podľa medzinárodne používaných zásad a už pri jeho publikácii by sa mali uviesť všetky údaje o ňom, vrátane inventárneho čísla.

Na seminári bola živá diskusia najmä o ďalšej koncepcii práce skupiny paleontológie. Prijal sa rad náročných úloh, o. i. aj vydať rozšírené zásady čs. stratigrafickej terminológie aktualizované príkladmi zo Západných Karpát. Na tento cieľ sa odporučilo rozšíriť terminologickú komisiu o príslušný počet biostratigrafov.

Ďalšie uznesenia sa dotýkali kádrového obsadenia paleontológov a koncepčného zamerania základného aj aplikovaného biostratigrafického výskumu.

Eva Pländerová

Metavoltín z Dubníka v Slanských vrchoch

ZDENĚK MRÁZEK

Katedra mineralógie VŠCHT, Suchbátarova 5, 166 28 Praha 6

(3 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 14. 6. 1982

Метаволтин месторождения Дубник в Сланских горах

На месторождении Дубник в Сланских горах было в парагенезисе с галотрихитом, алуногеном, фиброферитом и магнезиокопиапитом установлено сернистое железо и алкалические металлы (кадмий, натрий) — метаволтин. Приводятся его дифракционные свойства, спектральный анализ, ТГ кривая и интракрасный спектр. Параметры кристаллической решетки метаволтина являются $a = 0,9546$ мм и $c = 1,824$ мм.

Metavoltine from Dubník in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

A ferrous and alkaline metal (K, Na) sulphate, metavoltine, has been found in association with halotrichite, alunogene, fibroferite and magnesiochloasite on the Dubník locality in the Slanské vrchy Mts. Diffraction data, a spectral analytical record and infrared absorption spectrum are given. Unit cell parameters are $a = 0.9546$ nm and $c = 1.824$ nm.

Dubník v Slanských vrchoch je nielen náleziskom drahého opálu, lež aj významnou lokalitou sekundárnych síranov, ktoré vznikajú recentne na stenách banských chodieb po ťažbe drahého opálu vetráním pyritu a markazitu. Tunajšie sekundárne sírany skúmal predovšetkým A. Dubanský (1936) a opísal odtiaľ halotrichit, alunogén, melanterit, fibroferit, magnéziocopiapit, glockerit a Al, Mg, Ca síran kašparit. Novšie sa na tejto lokalite zistil aj sulfát že-

leza a alkalických kovov metavoltín.

Metavoltín opísal roku 1883 J. Blaas z iránskej lokality Mađeni Zakh a dlhý čas nebolo úplne známe ani jeho chemické zloženie. Už J. Blaas (1883) predpokladal identitu metavoltínu s Mauseho soľou (Maus'-salt), ktorej vzorec je $K_3Fe_3^{3+}(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 8 H_2O$. Tento vzorec metavoltínu nesprávne uvádza H. Strunz (1972). Neskôr R. Scharizer (1923, 1927) syntetizoval dve fázy s chemickým zložením Mauseho soli

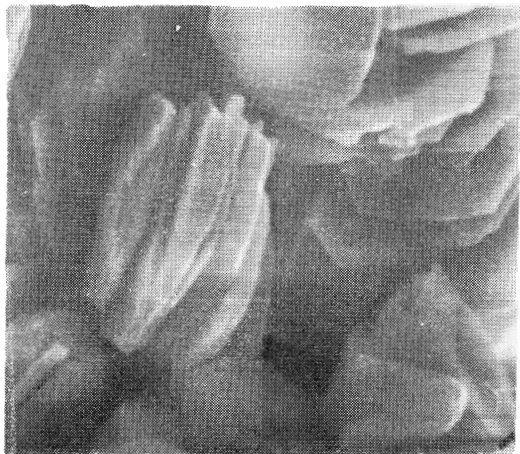
a označil ich ako α -metavoltín (hexagonálny) a β -metavoltín (monoklinický). Toto označenie prebral do svojich tabuliek aj H. Strunz (1972). Novšie sa otázkou vzťahu podrobne zaoberal F. Scordari et al. (1975). Autori dokázali, že metavoltín nie je s Mauseho soľou identický a na základe vlastných analýz vzorec metavoltínu uvádzajú $K_2Na_6Fe^{2+}Fe_6^{3+}(SO_4)_{12}(OH)_4 \cdot 16 H_2O$, s tým, že pomer sodíka a draslíka dosť kolíše. Štruktúru metavoltínu bádala G. Giacovazzo et al. (1976). Autori preukázali, že dvojmocné železo má v štruktúre metavoltínu nezameniteľnú pozíciu rovnako ako draslík a sodík. Podľa štruktúrnej analýzy uvádzajú vzorec metavoltínu bez obsahu hydroxylových skupín, ale ako oxysulfát — $K_2Na_6Fe^{2+}Fe_6^{3+}(SO_4)_{12}O_2 \cdot 18 H_2O$.

Výskyt a paragenéza

Metavoltín sa spolu s ďalšími sekundárnymi síranmi vyskytuje na stenách starých banských chodieb. Tvorí maximálne 2 mm veľké agregáty zložené z veľmi drobných tabuľkovitých šesťbokých kryštálikov. Veľkosť tabuliek nepresahuje 0,05 mm. Agregáty narastajú na drúzach ihličkovitých kryštálov halotrichitu a sprevádzajú ich drobné zhluky oranžových ihličiek doteraz neurčeného síranu železa a alkalických kovov. Metavoltín sa nikdy nespozoroval v úzkej paragenéze s fibroferitom alebo magnéziocopiapitom, ktoré na iných miestach banských chodieb tiež narastajú na kôre halotrichitu.

Fyzikálne vlastnosti a chemizmus

Metavoltín je citrónovožltý a agregáty kryštálikov majú sklený lesk, vizuálne odlišný od zemitých agregátov copiapitu (resp. magnéziocopiapitu). Šesťboké tabuľky (obr. 1) sú opticky jednoosové a prechádzajúcom svetle tmavožlté. Index sve-



Obr. 1. Nedokonale tabuľkovité kryštály metavoltínu. Riadkovací elektrónový mikroskop. Veľkosť tabuliek 0,05 mm

Fig. 1. Imperfect tabular crystals of metavoltine. SEM picture, size of tables is 0.05 mm

telného lomu n_ω — kolíše v rozmedzí 1,589 až 1,591, index lomu n_s sa nepodarilo zmerať. Emisnou kvantitatívnou spektrálnou analýzou sa zistil obsah Fe (nad X 0 %), K, Na, Cu (nad X 0 %), Al, Mn, Ca (nad 0,0 X 0 %), Si, Mg (nad 0,0 X 0 %) a Co, Cr (nad 0,00 X 0 %). Tieto výsledky korešpondujú s uvádzaným chemickým zložením metavoltínu. Pomerne vysoký obsah medi nie je pri tomto mineráli nezvyčajný. F. Scordari et al. (1975) zistili v metavoltíne z rozličných lokalít 0,34 až 1,18 % Cu. Nízky obsah Al (0,0 X 0 %) svedčí o vysokej čistote analyzovanej vzorky (pokiaľ zistený obsah Al nepatrí halotrichitu). Nedostatok materiálu (celkovo bolo k dispozícii 5 mg čistého materiálu) nedovolil vykonať úplnú chemickú analýzu. Obsah sulfátových skupín a kryštálovej vody potvrdila infračervená absorpčná spektroskopia.

Röntgenometrická analýza

Získané práškové difrakčné údaje dubníckeho metavoltínu (tab. 1) sú s dátami

F. Scordariho et al. (1975) v dobrom súlade. Z meraných údajov sa podľa indexovania F. Scordariho et al. (1975) vypočítali mriežkové parametre metódou najmenších štvorcov podľa programu C. W. Burnhama (1962). Vypočítané mriežkové parametre dubníckeho metavoltínu a ich porovnanie s údajmi z literatúry sú v tab. 2.

Termická analýza

Termická analýza metavoltínu z Dubníka sa pre malé množstvo materiálu obmedzila iba na záznam TG krivky na mikrováhach Stanton Redcroft Thermoba-

Práškové difrakčné dáta metavoltínu z Dubníka

X-ray diffraction data of metavoltine from Dubník on powdered sample

Tab. 1

Imer	d _{mer}	d _{poc}	hkl	I _{tab} *	d _{tab} *
30	1,818	1,824	001	50	1,81
100	0,910	0,9117	002	100	0,907
52	0,827	0,8266	100	63	0,828
10	0,752	0,7529	101	20	0,755
37	0,612	0,6124	102	25	0,614
22	0,489	0,4898	103	—	—
26	0,477	0,4773	110	10	0,478
22	0,4617	0,4617	111	20	0,462
15	0,4230	0,4228	112	5	0,422
22	0,4136	0,4133	200	20	0,414
19	0,4029	0,4031	201	15	0,403
52	0,3760	0,3765	202	40	0,375
11	0,3414	0,3417	203	15	0,343
70	0,3297	0,3297	114	60	0,329
60	0,3068	0,3065	204	60	0,308
20	0,2955	0,2956	212	15	0,296
51	0,2899	0,2898	115	45	0,289
37	0,2780	0,2779	213	25	0,278
9	0,2579	0,2577	214	5	0,258

mer — merané, poč — počítané, tab — tabuľkové, * — Metavoltín (Scordari et al., 1975)

Podmienky: difraktograf Geigerflex, CoK α , Fe-filter, 0,5°.min⁻¹, vnútorný štandard Pb(NO $_3$) $_2$.

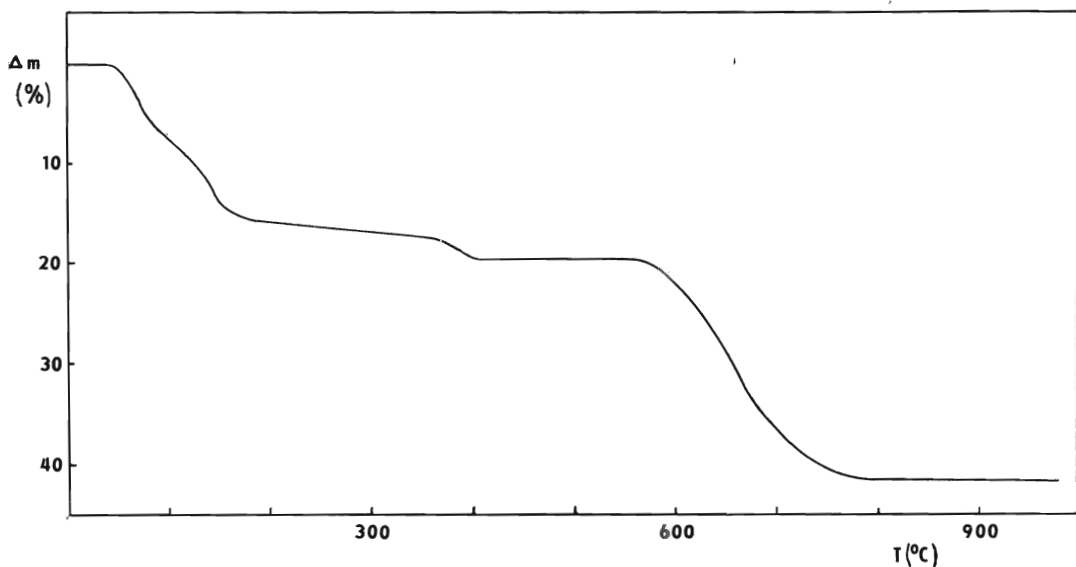
Conditions: Geigerflex diffractograph, CaK α , Fe filter, 0,5°.min⁻¹, Pb(NO $_3$) $_2$ internal standard

Mriežkové parametre metavoltínu z Dubníka a ich porovnanie s údajmi z literatúry Unit cell parameters of metavoltine from Dubník and data from literature

Tab. 2

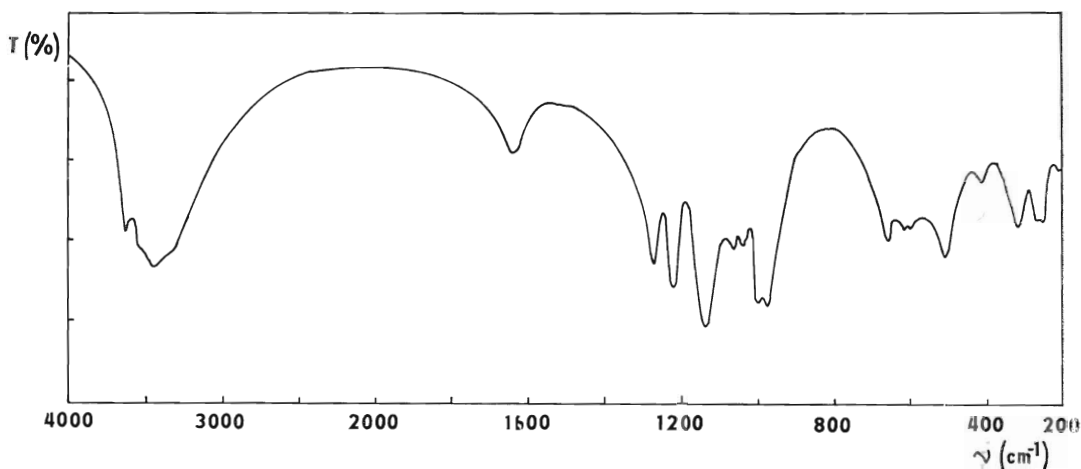
	Dubník	Sierra Gorda F. Scordari	San Bernardino et al. (1975)
a(nm)	0,9546(5)	0,9575(5)	0,956(1)
c(nm)	1,824(2)	1,817(1)	1,817(2)

lance TG 750 (obr. 2). Rozklad metavoltínu do teploty 980 °C prebiehal v dvoch základných stupňoch. Prvý stupeň v oblasti 50—420 °C tvoria, ako je to zrejmé z priebehu TG krivky, viaceré na seba tesne nadväzujúce deje, pri ktorých nastáva postupná dehydratácia minerálu. Hmotnostný úbytok v tomto stupni je 22,7 %. Druhý hmotnostný úbytok v oblasti 500—900 °C je plynulý a zodpovedá rozkladu síranov železa (je 19,4 %). Rozklad metavoltínu pri teplote 980 °C (maximálna teplota, do ktorej môžu termováhky pracovať) nie je ešte ukončený, lebo sírany alkalických kovov Na $_2$ SO $_4$ a K $_2$ SO $_4$ vznikajúce počas reakcie sa rozkladajú až nad 1000 °C. Vo zvyšku po termickej analýze sa röntgenometricky preukázal Fe $_2$ O $_3$, Fe $_3$ O $_4$ a Na $_2$ SO $_4$. Vznik magnetitu potvrdzuje prítomnosť Fe $^{2+}$ v štruktúre minerálu. Teoretický úbytok zodpovedá strate 18 molekúl kryštálovej vody a 8 molekúl oxidu sirového (ostatné štyri molekuly zostávajú viazané v sulfátoch alkalických kovov) a je podľa uvedeného ideálneho vzorca 45,59 %. Celkový zistený hmotnostný úbytok je 42,10 %, čo je pri takej vysokej hodnote v korešpondencii s teoretickým údajom. Rozdiel mohol vyvolať najmä iný pomer alkalických kovov, ako zodpovedá ideálnemu chemickému zloženiu vo vzorci. Doteraz jediný údaj o termickej analýze metavoltínu publikoval G. Gocco (1952). Zverejnené dáta sú



Obr. 2. Tg krivka metavoltínu z Dubníka. Podmienky: Stanton Redcroft Thermobalance TG 750. Návažok 2,424 mg, rýchlosť ohrevu 10° za min^{-1} , atmosféra — vzduch, prietok — $10 \text{ ml} \cdot \text{min}^{-1}$

Fig. 2. TG curve of metavoltine from Dubník. Apparatus and conditions: Stanton Redcroft Thermobalance TG 750, sample weight 2.424 mg, heating velocity $10^{\circ} \cdot \text{min}^{-1}$, atmosphere — air, flow rate $10 \text{ ml} \cdot \text{min}^{-1}$



Obr. 3. Infračervené absorpčné spektrum metavoltínu z Dubníka. Podmienky: Perkin Elmer 325, tableta KBr

Fig. 3. Infrared absorption spectrum of metavoltine from Dubník. Conditions: Perkin Elmer 325, KBr tablet

veľmi neúplné, chýba záznam TG krivky a neuvádzajú sa ani podmienky merania. Uvedené teploty, pri ktorých nastávajú hmotnostné zmeny, spadajú do oblasti teploty, pri ktorej sa zistil hmotnostný úbytok aj pri dubníckom metavoltíne.

Infračervené absorpčné spektrum

Infračervené absorpčné spektrum metavoltínu z Dubníka bolo zmerané v rozsahu $4000\text{--}200\text{ cm}^{-1}$ na prístroji Perkin Elmer 325 s použitím tablety KBr. Spektrum je na obr. 3, pokusné priradenie absorpčných pásov a ich opis v tab. 3. V spektre

Infračervené absorpčné spektrum metavoltínu z Dubníka
Infrared absorption spectrum of metavoltine from Dubník

Tab. 3

frekvencia (cm^{-1})	priradenie			
3610	w, sp	b	}	νOH
3520	sh			
3430	s			
3380	sh	b	}	$\delta\text{H}_2\text{O}$
1635	m			
1264	m			
1214	m	b	}	$\nu_3(\text{SO}_4^{2-})$
1130	s			
1055	w			
1036	w	b	}	$\nu_1(\text{SO}_4^{2-})$
1025	sh			
999	s			
972	s	b	}	$\nu_4(\text{SO}_4^{2-})$
854	w			
610	w			
598	w	b	}	$\nu\text{Fe—O}$
508	m			
411	w			
315	m	b	}	$\nu_2\text{SO}_4^{2-}$
265	sh			
246	m			

Pokusné priradenie absorpčných pásov.
Attempt to compare the relative absorption bands.

Stupnica intenzity: s — silná, m — stredná, w — slabá

Charakter pásov: sp — ostrý, b — široký, vb — veľmi široký, sh — bočné rameno

sú výrazné dva absorpčné pásy asymetrickej valenčnej vibrácie $\nu_3\text{SO}_4^{2-}$ ležiace v oblasti $1264\text{--}1025\text{ cm}^{-1}$. Pomerne vysoká hodnota frekvencie pásu pri 1264 cm^{-1} a väčší počet pásov patriacich tejto vibrácii svedčí o prítomnosti niekoľkých neekvivaletných pozícií sulfátových tetraédrov a ich značnej deformácii. Tieto zistenia sú v plnom súlade s údajmi G. Giacovazziho et al. (1976), ktorí v štruktúre uvedeného minerálu opisujú štyri kryštalograficky neekvivalentné pozície deformovaných sulfátových tetraédrov. Tomu zodpovedá aj zdvojenie absorpčného pásu symetrickej valenčnej vibrácie $\nu_4\text{SO}_4^{2-}$. Výrazný valenčný pás v oblasti 3500 cm^{-1} patrí valenčnej vibrácii νOH , pás pri 1635 cm^{-1} prislúcha deformačnej vibrácii molekulárnej vody a potvrdzuje prítomnosť väčšieho počtu molekúl kryštálovej vody v štruktúre metavoltínu. Pásky 654 cm^{-1} , 610 cm^{-1} a 598 cm^{-1} patria trojnásobne degenerovanej deformačnej vibrácii $\nu_4\text{SO}_4^{2-}$. Doteraz jediné infračervené absorpčné spektrum metavoltínu publikoval K. Omori — P. F. Kerr (1963). Zo záznamu aj ostatných spektier uvedených v článku je zrejmé, že sa merania urobili na prístroji s veľmi malou rozlišovacou schopnosťou, a preto uvedené spektrum metavoltínu môže mať iba ak orientačný charakter.

Záver

Dubník v Slanských vrchoch je prvou československou lokalitou, v ktorej sa metavoltín potvrdil. Neistý je výskyt metavoltínu v Smolníku (opísal ho Kenner in Zepharovich, 1893), pretože ho neskoršie bádania tamajších síranov nepotvrdili. Rovnako nie je potvrdený ani výskyt metavoltínu z Rospenavy (uvádza ho Blumrich in Kratochvíl, 1962).

Na lokalite Dubník vzniká metavoltín na záver kryštalizácie sekundárnych síranov na stenách starých banských chodieb.

Po kryštalizácii hlavných síranov — halotrichitu a alunogénu — sa vo zvyškových roztokoch zvyšuje koncentrácia alkálií do takej miery, že vzniká metavoltín. Ďalšou podmienkou jeho vzniku je ešte neúplná oxidácia dvojmocného železa v týchto roztokoch. V opačnom prípade z roztokov by kryštalizoval oveľa hojnejší fibroferit. Za neprítomnosti alkálií sa zo zvyškových roztokov vylučuje magnéziocopiapit.

Recenzoval M. Koděra

LITERATÚRA

- Blaas, J. 188: Beiträge zur Kenntnis natürlicher wasserhaltiger Doppelsulfate. *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Wien)*, 87, S. 141—163.
- Burnham, C. W. 1962: Lattice constant refinement. *Carnegie Instit. Year Book*, 61, pp. 132—135.
- Dubanský, A. 1956: Příspěvek k poznání geochemie sekundárních sulfátů III. Sulfáty z Dubníka u Prešova. *Chemické listy*, 50, s. 1347—1361.
- Gocco, G. 1952: Differential thermal analysis of some sulfate minerals. *Periodico mineral.*, 21, pp. 103—138.
- Giacovazzo, G. — Scordari, F. — Todisco, A. — Menchetti, S. 1976: Crystal structure for metavoltine from Sierra Gorda. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 23, pp. 155—166.
- Kratochvíl, F. 1962: Topografická mineralogie. Čech. Díl V. *Praha, Naklad. ČSAV*, 392 s.
- Omori, K. — Kerr, P. F. 1963: Infrared studies of saline sulfate minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 74, pp. 709—734.
- Scordari, F. — Vurro, F. — Menchetti, S. 1975: The metavoltine problem relationship between metavoltine and Maus'salt. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 22, pp. 88—97.
- Scharizer, R. 1923: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Konstitution und der Genese der natürliche Eisensulfate, XI. *Zs. Krist.* 58, s. 420—444.
- Scharizer, R. 1927: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Konstitution und der Genese der natürliche Eisensulfate XII. *Z. Kristallogr.*, 65, S. 1—22.
- Strunz, H. 1977: Mineralogische Tabellen, 6. auflage. *Leipzig*. 657 S.
- Zepharovich, V. 1893: Mineralogische Lexikon für Kaiserthum Österreich. *Wien*. 163 S.

Metavoltine from Dubník in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

ZDENĚK MRÁZEK

A sulphate of iron and alkaline metals (K, Na), metavoltine, has been identified in association with halotrichite, alunogene, fibroferite and magnesiocopiapite from the Dubník locality in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia). The mineral has been proved using X-ray analysis. Unit cell parameters are $a = 0.9546$ nm and $c = 1.824$ nm. Chemical composition of the mineral has been proved by semiquantitative spectral analysis.

The TG curve of metavoltine (fig. 2) reveals two main temperature intervals of weight loss i. e. in the 50—420 °C (22.7 weight per cent) and 500—800 °C domains (19.4 w. p.

c.). The decomposition of the mineral has not been accomplished at 980 °C. There remained, besides Fe_2O_3 and Fe_3O_4 , also some amounts of sulphates of alkaline metals in the sample. The infrared absorption spectrum of metavoltine is in fig. 3, the index of relative absorption bands is in tab. 3.

Metavoltine originated during final stages of secondary sulphate crystallization on walls of abandoned mining workings. Aggregates of imperfectly cleaved hexagonal tabular crystals (fig. 1) grow on druses of halotrichite.

Preložil I. Varga

Vysoko mineralizovaná voda typu NaHCO_3 v kúpeľoch Nimnica

AUGUSTÍN REBRO

Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., závod Žilina, 010 51 Žilina

(1 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 4. 3. 1982

Высокоминерализованные воды типа NaHCO_3 в лечебне Нимница

В лечебне Нимница используются минеральные воды типа NaHCO_3 , которые из глубоких скважин средне и даже высоко минерализованные.

Highly mineralized waters of sodium hydrogen carbonate type in the Nimnica spa (West Slovakia)

Mineralized water of sodium hydrogen carbonate type is currently utilized in the Nimnica spa. Several sources are contaminated by common groundwater or surficial water. Waters tapped from deeper wells are moderately to highly mineralized.

V chotári Nosíc a Nimnice bola počas výstavby Priehrady mládeže objavená zásaditá uhličitá minerálna voda, ktorá sa od známych pramenných minerálnych vôd v tejto oblasti kvalitatívne odlišuje a jej výnimočnosť dala popud k vzniku našich najmladších kúpeľov v Nimnici.

Zriedlová štruktúra vody nebola zjavne otvorená, jej výstup bol zatlačaný tokom Váhu a bol objavený až roku 1952 pri výkopových prácach pod hladinou Váhu v kesóne K-4. Po tomto objave, ktorý viedol k veľkým zmenám technológie zakladania priehradnej stavby, nasledoval u nás

najrozsiahlejší balneohydrogeologický prieskum (Hynie, Šilar, Urban).

Hydrogeologické pomery

Územie skúmanej oblasti tvoria sedimenty morínskej jednotky. Strieda sa v ňom ílovec až slieňovec s vápnitým pieskovcom a zlepencom. Vápencové bralá vlastného bradlového pásma vytvárajú okolie výverovej oblasti a ich reprezentantom je vrch Klapý na pravom brehu priehradného jazera severne od Fovážskej Bystrice.

Horniny nimnickej výverovej oblasti minerálnej vody sa zaraďujú do sférosideritových vrstiev, ako aj do nadložných vrstiev exotického zlepenca a do orlovských vrstiev (Salaj, Samuel in Urban, 1970). Podľa veku patria do vrchného aptu, albu, cenomanu a spodného santónu.

Prevažná väčšina vrstiev je monoklinálne uložená v smere SZ—JV a má strmý úklon na JZ. Vápňitý ílovec je miestami detailne zvrásnený, aj vyvalcovaný a sú v ňom výrazné poruchové pásma. Výverová oblasť s najbližším okolím má voči bradlovému pásmu priečne postavenie. Táto tektonická pozícia je pravdepodobne aj príčinou výstupu minerálnej vody.

Z hydrogeologického hľadiska sa nimnická minerálna voda vo výstupovej oblasti viaže na mocnejšie pieskovcové, ale aj zlepenkové vrstvy, najmä pokiaľ sú dostatočne puklinovo priepustné. Nadložné vrstvy, resp. medzivrstvy pelitických hornín tvoria vystupujúcej minerálnej vode v horizontálnej polohe rozsiahle stropy a vo vertikálnom smere veľkú hydraulickú anizotropiu. To umožňuje korelačné javy v horizontálnom smere a pomernú izolovanosť jednotlivých zvodnených obzorov vo vertikálnom smere.

Z kvantitatívneho hľadiska je výstup

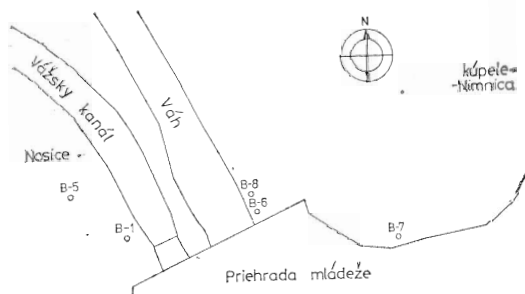
minerálnej vody z hlbších polôh mezozoika veľmi obmedzený. Väčšia výdatnosť vody (cca 1 l.s^{-1} a viac) je iba v miestach, v ktorých minerálnu vodu prúdiacu v puklinách skalných hornín môže kapacitne dopĺňať voda z priepustného náplavu Váhu. Je prirodzené, že kvalita minerálnej vody v týchto obzoroch je podstatne nižšia.

Podľa K. Urbana (1964 a 1970), ktorý nadviazal na argumenty J. Šilara (1964), je pri záchytných prácach z balneohydrogeologického hľadiska najvýznamnejšie rozhranie pieskovca a nadložného vápňitého ílovca, ktoré tvorí úpadnicu v smere na JZ, a minerálna voda musí pod nepriepustným nadložíom vystupovať šikmo na povrch.

Balneohydrogeologické výsledky prieskumnoexploatačných vrtov B-7 a B-8

V mieste vrtu B-7, ktorý sa nachádza na VSV od doterajšieho prieskumného územia, je wümská terasa štrku dosahujúca výšku 286,92 m n. m. a mocnosť 13,5 m. Do hĺbky 160,00 m sa striedajú súvrstvia jemnozrnného pieskovca s tenkými medzivrstvami ílovca. Do hĺbky 230,70 m sa zasa striedajú vrstvy pieskovca s mocnejšími vrstvami ílovca a v pieskovci sú miestami uhoľné vrstvičky. Ďalej až do konečnej hĺbky (350 m) nasleduje tmavosivý ílovec so šupinami veľmi jemnozrnného pieskovca.

Z balneohydrogeologického hľadiska je v tomto prieskumnom vrte zaujímavý iba interval od 150,00 m do 260,00 m, v ktorom sú evidentné výrazné poruchy vo flyšovom súvrství. Podľa výsledkov poloprevádzkovej čerpacej skúšky (od 16. IV. do 16. VII. 1977) možno pri znížení hladiny vody o 31 m od pôvodnej hladiny, ktorá je v hĺbke 22,00 m, z tohto intervalu dosiahnuť výdatnosť $Q \ 0,43 \text{ l.s}^{-1}$. Čerpaná



Obr. 1. Nimnica — situácia prieskumno-exploatačných objektov B-1, B-5, B-6, B-7, B-8

Fig. 1. Nimnica spa, localization of prospecting and exploitation wells B-1, B-5, B-6, B-7 and B-8

voda má výrazný nátriovo-bikarbonátový základný typ chemizmu s celkovou mineralizáciou cca 6800 mg/l a s obsahom CO₂ až 2600 mg/l. Voda plne zodpovedá požiadavkám normy ČSN 86 8000 na liečenie pitím a inhaláciou. Možno ju charakterizovať ako prírodnú minerálnu stredne mi-

neralizovanú hydrouhličitanovú sodnú, uhličitú hypotonickú studenú vodu s teplotou cca 13,1 °C.

V mieste vrtu B-8 (na pravej strane Váhu pod priehradným múrom) sú kvarterne štrkové náplavy do hĺbky 8,5 m (terén vo výške 267,20 m n. m.). Kriedové

Chemizmus mineralizovaných vôd
Chemistry of mineralized waters

Tab. 1

Zdroj	K-4	M-3	J-1	B-1		B-5	B-7	B-8	
								48—90 m	m
Dátum rozboru	X. 1952	VI. 1953	V. 1954	IV. 1959	III. 1977	III. 1977	V. 1977	1977 VIII.	300—350 I. 1977
Teplota vody °C	9,5	10,0	11,5	12,1	13,0	11,01	13,1	11,6	11,4
pH					6,5	7,1	6,5	6,5	7,0
Mineralizácia mg/l	13 613,9	10 626,8	5 052,5	9390,5	2858,7	5804,6	5204,2	3766,6	21 143,3
CO ₂ mg/l	2 640,0	1 078,0	1 432,2	2170,7	1780,0	541,0	2421,0	1014,0	2 443,0
Li ⁺					1,1	2,9	1,7	1,3	7,5
Na ⁺	3 337,0	2 320,0	1 230,3	2204,8	607,2	1444,4	1215,3	855,6	5 448,7
K ⁺		118,9		248,1	42,7	60,0	70,5	44,0	232,5
NH ₄ ⁺					4,2	1,4	3,5	2,2	18,00
Mg ²⁺	151,0	20,5	39,9	51,9	20,9	42,3	41,3	49,6	182,8
Ca ²⁺	272,0	113,5	126,1	93,0	109,0	47,29	82,5	89,7	163,5
Sr ²⁺					0,4	0,4	0,5	0,4	0,7
Fe ²⁺				1,1	0,5	0,1	1,7	0,1	11,1
Mn ²⁺			7,0	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3
Cl ⁻	710,0	472,0	288,5	305,2	98,3	173,0	121,9	178,1	1 335,7
Br ⁻					0	0	2,0	0	2,0
J ⁻		2,2	1,3	9,3	0,15	0,5	0,6	0,1	6,0
F ⁻					0,4	0,3	0,7	0,4	0,6
SO ₄ ²⁻	30,5	5,9	13,8	117,1	9,0	8,2	3,3	158,8	1 470,7
PO ₄ ³⁻					0	0,1	0,1	0	2,3
HCO ₃ ⁻	9 113,0	7 509,1	3 335,3	6275,8	1946,5	4002,8	3606,1	2373,6	12 215,8
H ₂ SiO ₃		13,0	0,4	21,6	4,9	5,6	13,8	10,8	18,0
HBO ₂		51,7		62,2	13,0	15,0	37,2	12,2	31,0
Palmerov index									
S _t					8,55	7,18	5,74	17,76	25,48
A ₁					70,93	84,43	82,14	64,07	65,74
A ₂					20,44	8,38	12,01	18,15	8,65
A ₃					0,08	0,01	0,10	0,01	0,12
Analýzoval	Reichel	Janák	Jacko	Hluchán	IGHP	IGHP	IGHP	IGHP	IGHP

Hodnoty sú v mg/l.

súvrstvie sa tu začína sivým ílovcom, ktorý striedajú mocné polohy pieskovca. Od hĺbky 15,00 do 100,00 m prevláda pieskovec a takmer súvislá vrstva pieskovca je od hĺbky 312,00 m až do konečnej hĺbky 350,00 m.

Z balneohydrogeologického hľadiska má vrt B-8 odlišný charakter. Podľa očakávania je jeho časť od 10,00 do 100,00 m zvodnená najviac. Pri znížení hladiny vody na 40,00 m od terénu možno tu čerpať minerálnu vodu v množstve do 5 l.s^{-1} . Aj keď má táto voda charakter nátriovo-bikarbonátových uhličitých vôd, je natoľko zmiešaná s obyčajnou vodou, že jej celková mineralizácia nedosahuje ani 3000 mg/l a obsah CO_2 iba málo prekračuje hodnotu 1000 mg/l , ktorú stanovuje norma pre minerálne uhličitú vodu. Ale táto kvalita, ako aj množstvo vyhovujú požiadavkám objednávateľa na kúpeľné využitie v rehabilitačných bazénoch (po zohriatí).

Z kvalitatívneho hľadiska je mimoriadne pozoruhodný interval pieskovcového súvrstvia od 300 do 350 m. V ňom sa objavuje voda vo veľmi malom množstve (čerpali sa iba $Q \ 0,063 \text{ l.s}^{-1}$), ale mimoriadnej kvality. Obsah pevných látok v nej dosahuje $21\,200 \text{ mg/l}$ a obsah CO_2 až 2600 mg/l . Čerpacia skúška (7 dní) nepriinesla ustálené hodnoty, lebo sa nezachytil celý zvodnený obzor. Pretože objednávateľ neakceptoval návrh na ďalšie prehĺbenie vrtu v pieskovci, ktorý je nádejný na získanie výdatnejších prítokov, otázka o celkovom zvodnení tejto časti kriedového súvrstvia ostáva otvorená. Kvalita vody je o to zaujímavejšia, že je v nej relatívne nižšia zložka Cl, obsahuje jód v množstve cca 6 mg/l , ako aj Fe^{2+} v množstve cca $11,0 \text{ mg/l}$. Ide teda o liečebne veľmi významnú vodu. Chemický typ vody je nevýrazný základný nátriovo-bikarbonátový. Podľa ČSN 86 8000 je to prírodná minerálna, vysoko mineralizovaná, hydrouhli-

čitanová sodná, uhličitá, železnatá, jódová voda so zvýšeným obsahom lítia, hypertoničná, studená ($11,4^\circ\text{C}$).

V porovnaní s hydrochemickými vlastnosťami minerálnej vody zo všetkých doteraz známych a využívaných zdrojov v Nimnici je táto voda výnimočná. Najvyššiu celkovú mineralizáciu tu doteraz mala minerálna voda zistená v kesóne K-4 $13\,613 \text{ mg/l}$. Voda z vrtu M-3 mala celkovú mineralizáciu $10\,626 \text{ mg/l}$ (1953), z vrtu J-1 (1954) 5052 mg/l , z vrtu B-1 (1959) 9360 mg/l . Obsah jódu bol doteraz najvyšší vo vrte B-1 (1959; $9,3 \text{ mg/l}$). Nevýhodou všetkých týchto vôd bola kvalitatívna nestálosť pri relatívne veľkej výdatnosti ($1\text{--}11 \text{ l.s}^{-1}$), pri ktorej sa voda postupne vysladzovala, strácala celkovú mineralizáciu. Typickým príkladom je zdroj J-1, v ktorom celková mineralizácia pri voľnom výtoku po postupnom navrtaní nových vrtov s minerálnou vodou klesla až pod 1000 mg/l so sprievodným poklesom CO_2 tiež hlboko pod 1000 mg/l . Teraz je vrt uzavretý v priehradnom múre, nevyužíva sa a nie je z neho umožnený odtok.

Osobitné postavenie má doteraz využívaný zdroj B-1, v ktorom možno kvalitatívne parametre stabilizovať iba dôsledným udržiavaním kvantitatívnych parametrov (hladina vody). Je to technicky veľmi náročné, a preto sa kúpeľná prevádzka musí často uspokojiť aj s nevyhnutným kolísaním kvalitatívnych parametrov.

Názory na pôvod nimnickej minerálnej vody nie sú jednotné. Podľa nás možno súhlasiť s náhľadom S. Gazdu (in Franko et al., 1975), že nimnická voda typu NaHCO_3 je petrogénna a hydrosilikátogénneho charakteru a pochádza z paleogénneho flyšu. Ak sa má udržať jej stála kvalita, možno počítať iba s jej relatívne malou výdatnosťou (do 1 l.s^{-1}). V zhode s uvedenými

názormi naše prieskumné výsledky potvrdili, že sa pri zachytávaní nimnickej minerálnej vody treba orientovať na hlbšie polohy kriedového flyšu (cca 500 m), v ktorých výstup veľmi kvalitnej minerálnej vody typu NaHCO_3 ešte neovplyvňujú ani hydraulické vplyvy vodného diela. Iba pri takomto postupe možno vylúčiť problémy, s ktorými naše najmladšie kúpele v Nimnici už dlhší čas zápasia.

Recenzoval: K. Malatinský

LITERATÚRA

- Franko, O. — Gazda, S. — Michaliček, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *Bratislava*, s. 35, 98, 153.
- Šilar, J. 1964: Příspěvek k poznání vývoje režimu minerálních zřidel. *Sbor. geol. věd, řada HIG*, 1, 59 s.
- Urban, K. 1964: Nové poznatky o hydrogeológii minerálnych vôd v Nosiciach. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 32, s. 151.
- Urban, K. 1970: Zhodnotenie hydrogeologických prác v pramennej oblasti minerálnych vôd štátnych kúpeľov Nimnica. *Manuskript — IGHP Žilina*, 16 s.

Highly mineralized waters of sodium hydrogen carbonate type in the Nimnica spa (West Slovakia)

AUGUSTÍN REBRO

The newest Slovakian spa in Nimnica (Váh river valley, West Slovakia) utilizes mineral water discovered during the construction of the Priebrada mládeže dam. The water is of sodium hydrogen carbonate type. Hitherto utilized waters have unstable water regime mostly in chemical composition due to their contamination by common groundwater or surface waters in surficial parts of their feeding channels. Balneological investigations realized during 1976—1977 resulted in the

discovery of real possibilities to tap pure mineralized water in depths till to 500 m from the surface. Indices of mineralized water with sodium hydrogen carbonate composition and of total mineralization as high as 21,000 mg.l^{-1} with 11 mg.l^{-1} iron content were discovered in the course of this prospection. The result allows to presume such highly mineralized waters in Cretaceous flysch beds of the area.

Přeložil I. Varga

RECENZIA

R. Mejsen: **Petrologija metamorfičeskich porod.** 1. vyd. Moskva, Mir 1981. 263 s.

Recenzovaná učebnica je ruským prekladom anglického originálu (R. Mason: *Petrology of the metamorphic rocks*. 1. vyd. 2. tlač. London, George Allen and Unwin Ltd. 254 s.; preložil M. A. Bogomolov, V. P. Petrov) a ako publikácia určená vysokoškolským študentom a nešpecialistom v metamorfnej petrológii nadväzuje na skôr vydané a do ruštiny preložené dva diely učebnice (F. H.

Hatch — A. K. Wells — M. K. Wells: *Petrology of the igneous rocks* a J. T. Greensmith: *Petrology of the sedimentary rocks*).

Kniha je zložená z troch hlavných častí. V prvej sa opisujú metamorfované horniny podľa výstupu v teréne. Druhá sa na kontaktné, dynamické a regionálne. Pri každom type sa vysvetľuje vystupovanie v mierke mapy, v okryve a vzorke, pričom sa akcentujú priestorové vzťahy, štruktúra, textúra a makroskopické určovanie. Cieľom je naučiť rozpoznávať progresívne metamorfné sekven-

cie najjednoduchšou, ale zato najspoľahlivejšou cestou, ktorá sa vždy začína priamo v teréne.

Druhá časť je ťažiskom učebnice a opisuje sa v nej bádanie hornín v petrografickom mikroskope. Sleduje sa najmä cieľ naučiť rozlišovať rovnovážne minerálne asociácie v typoch metamorfítov. Už úvodná kapitola tejto časti názorne demonštruje fyzikálno-chemické zákonitosti ich utvárania a princípy grafického znázorňovania. V nasledujúcich kapitolách je zas opis postupu pri výskume metamorfovaných hornín z konkrétnych, často klasických lokalít. Pritom sa sleduje najmä potreba demonštrovať variabilnosť fenoménov metamorfizmu. Nie je to nijaká nudná deskriptívna petrografia, akú by azda čitateľ či študent za perovkami výbrusov hľadal. Opisovaný príklad sa vždy začína informáciou o geologickej situácii, pokračuje mikroskopickým opisom štruktúry, textúry, horninotvorných minerálov (vrátane istých úskalí optickej identifikácie), zisťovaním ich rovnovážnych či nerovnovážnych stavov a končí sa znázornením v diagrame AFM či ACF, ako aj interpretáciou genézy, ba aj varovaním pred možnými omylmi.

Kontaktné metamorfity opísané v recenzovanej knižke sú z troch britských lokalít (Skiddaw, Combrie — metapelity, ostrov Skye — karbonáty). Dynamometamorfované horniny obsahujú príklady z progresívnej sekvencie alpínsky metamorfovaných granitov z lokality Mutki v Turecku, mylonitových karbonátov z podložia príkrovu Glarus vo Švajčiarsku a dva príklady impaktných metamorfítov z kráteru Ries v NSR, ako aj z Mesiaci. O regionálnych metamorfitoch sú štyri rozsiahle kapitoly. Opisujú výskyty v prekambriických štítoch, v paleozoických a kenozoických orogénnych pásmach. Veľmi inštruktívne sú príklady progresívnych sekvencií z nórskeho kaledonidu a švajčiarskych alpí. Pre častý výskyt a dobre známe termické reakcie sa zvýšená pozornosť venuje metapelitom a metabázitom. Ostatné dve kapitoly druhej časti sú o metamorfitoch oceanickej

kôry a vrchného plášťa s využitím príkladov z ofiolitov Troödosu a eklogitov z juhoafrických kimberlitov, a preto môžu byť pre nášho čitateľa osobitne príťažlivé.

Tretia časť učebnice obsahuje problémy a metodiku laboratórneho bádania metamorfítov. V kapitole o metamorfných reakciách napr. informácia o experimentoch vedúcich k zostaveniu petrografických sietí pri podmienkach, ako aj o výpočte polí stabilnosti minerálov. Kapitola izotopovej geológie informuje o tom, čo by mal vedieť geológ o stabilných a nestabilných izotopoch kryštalinika skôr, ako bude vyžadovať alebo interpretovať ich analýzy. Krátka kapitola zoznamuje s možnosťami elektrónovej mikroskopy pri výskume metamorfných reakcií. Posledná je kapitola o metamorfovaných horninách vo vývoji Zeme, informuje o genetickej nadväznosti metamorfizmu a globálnej tektoniky. Zdôrazňuje kľúčovú úlohu petrológie v integrovanom výskume Zeme.

Od starších aj novších učebníc sa recenzovaná knižka v istej miere odlišuje odborným obsahom, ale aj didaktickým spracovaním. Študenti iste ocenia zrozumiteľnosť textu, glosár na konci učebnice, názorné ilustrácie, ale aj logické usporiadanie základnej problematiky a napokon aj cvičenia. Za povšimnutie stojí, že sa princíp metamorfných facií v publikácii uplatňuje v minimálnej miere, a to s cieľom sprístupniť staršiu literatúru, resp. poskytnúť možnosť výberu pri klasifikácii. Autor tak vyjadril súčasnú tendenciu v petrológii metamorfítov, zreteľnú už v práci Miyashira (1973) a Winklera (1976).

Zameranie, rozsah, ale najmä fakt, že učebnica je preložená do ruštiny, sú zárukou, že sa zužitkuje v širšej geologickej verejnosti, osobitne na vysokých školách (obsahuje látku 2. ročníka britských vysokých škôl). Ani pre geológov z praxe nebude publikácia sklamaním. Prekvapí najmä tých, ktorých od modernej petrológie odrádza najmä priveľa fyzikálnej chémie a záplava analytických údajov.

Karol Siegel

Orientačné stanovenie intenzity chemickej denudácie v oblasti kryštalinika Malých Karpát

KAMIL VRANA, STANISLAV GAZDA

Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(1 tab. v texte)

Doručené 11. 3. 1982

Ориентировочные определения интенсивности химической денудации в районе кристаллика Малых Карпат

На основании данных среднего специфического оттекания изучаемой территории была установлена интенсивность химической денудации в пределах 7—11 мм/1000 лет, что приблизительно совпадает с интенсивностью химической денудации континентов.

Rough estimation of the intensity of chemical denudation in the crystalline of the Little Carpathians

Based on values of the average specific groundwater passage, the intensity of chemical weathering has been calculated for the area investigated. Obtained values are in the range of to 11 mm/1,000 years what is near to the average intensity of chemical weathering of continents.

Chemické zvetrávanie hornín je príčinou ustavičného presunu množstva hmoty z kontinentov do oceánov a morí a jeho výsledkom je celkové znižovanie povrchu kontinentov. Pod chemickou denudáciou sa spravidla rozumie znižovanie zemského povrchu na úkor výnosu rozpustených látok podzemným a povrchovým odtokom. Chemická denudácia je súčasťou celkovej denudácie kontinentov, ktorá zahŕňa nie-

len odnos látok v pravom roztoku, ale aj v koloidnom stave a v celom procese mechanickej erózie.

Stanovovanie intenzity chemickej denudácie vychádza z dvoch princípov:

1. Na základe podrobných geochemických hmotových bilancií v malých povodiach sa určujú hodnoty lokálnej intenzity odnosu látok (resp. ich celkového množstva) z istého územia. Intenzitu chemickej

denudácie hornín možno vypočítať z poznania petrografie (napr. Likens et al., 1977, Moldan — Pačes, 1980).

2. Poznanie hydrologických a hydrochemických parametrov veľkých hydrografických povodí v miestach, kde rieka opúšťa skúmaný región, umožňuje stanoviť hodnoty regionálnej chemickej denudácie (Pulina, 1972, Zverev, 1973, Zverev, 1974 a i.). Sem možno zaradiť aj určovanie chemickej denudácie kontinentov pomocou bilancovania celkového odtoku povrchovej vody z nich za predpokladu, že je dostatočne presne známe jej chemické zloženie (Garrels — Mackenzie, 1970).

Podrobné štúdium mineralizačných procesov vody a procesov chemického zvetrávania kryštalickej hornín v Malých Karpatoch (Vrana, 1981) ukázalo, že existuje možnosť využiť hydrogeochemické poznatky na orientačné stanovenie intenzity chemickej denudácie takýchto hornín.

Princíp použitej metódy

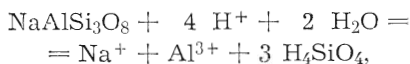
Súčasný poznatky (Likens et al., 1977, Moldan — Pačes, 1980, Vrana, 1981) ukázali, že sodík, draslík, horčík a vápnik vo vodách kryštalinika možno z hydrogeochemického hľadiska pokladať prevažne za petrogénne zložky, vytvárajúce v priebehu zvetrávania pravé iónové roztoky. Tejto charakteristike sa najviac približuje sodík. V prípade vôd bratislavského granitoidného masívu aj laboratórne bádanie potvrdilo (Gazda et al., 1980), že sa sodík zúčastňuje na iónovýmienných procesoch iba v nepatrnej miere. Ukázalo sa, že sorpčný komplex je prevažne vápnný. Intenzitu chemickej denudácie podmieňuje rad faktorov, ale predovšetkým je odrazom celkových geologicko-tektonických, klimatických a hydrogeologických pomerov. Pretože jej hodnota lokálne veľmi kolíše, výpočet intenzity chemickej denudácie

sme založili na nasledujúcich predpokladoch a zjednodušeníach:

— Výpočet sa urobil na príklade zalesneného povodia potoka Bystrica (Malé Karpaty, bratislavský masív), ktoré je prevažne z muskoviticko-biotitického granodioritu, z množstva aplitových a pegmatitových žíl a so zvyškami kryštalickej bridlice. Niektoré hydrologické charakteristiky uvažovaných orografických povodí sú v tab. 1.

— Všetok sodík opúšťajúci územie povrchovým aj podzemným odtokom pochádza z rozkladu albitovej zložky plagioklasu An_{20} . Za alochtónny považujeme iba sodík pochádzajúci zo zrážok, a preto použitý obsah Na^+ pri výpočtoch predstavuje korigované hodnoty o 0,4 mg/l (hodnota sa stanovila podľa údajov chemickej analýzy snehu z uvedenej oblasti, Gazda et al., 1980).

— Schematicky možno rozklad albitu pri chemickom zvetrávaní znázorniť nasledujúco:



t. j. 1 mól albitu uvoľňuje do roztoku 1 mól Na^+ .

Pri prepočte albitu na celkové množstvo plagioklasu sa použila konštanta

$$K_{An} = \frac{20}{80} \frac{262,25}{278,22} = 0,265,$$

v ktorej pomer 20:80 vyjadruje obsah anortitovej a albitovej zložky v plagioklase a 278,22 a 262,25 je molekulová hmotnosť anortitu, resp. albitu. Plagioklas An_{20} tvorí 35 % obj. horniny.¹ Hustota horniny je 2,7 g/cm³. Celkový spôsob a postup výpočtu je zrejмый z tab. 1.

¹ Na orientačný výpočet sme údaj konzultovali s akademikom B. Cambelom zo SAV, ktorý ho odporučil.

Výsledky výpočtov a diskusia

Ako vidieť z údajov tab. 1, hodnoty chemickej denudácie vypočítané na základe odnosu sodíka povrchovým tokom sa pohybujú v rozmedzí 19 až 46 mm/1000 rokov. Pritom je očividné, že zvýšené hodnoty Na^+ stanovené vo vode potoka Bystrica (tab. 1, d) sú výsledkom sekundárneho znečistenia spôsobeného napr. prevádzkou Sanatória na Železnej Studienke, turistickými zariadeniami na Kačine a pod., a preto ich pokladáme za najmenej reprezentatívne.

Výpočtom chemickej denudácie na základe odnosu sodíka podzemným odtokom sme získali hodnoty 3 až 12 mm/1000 rokov, t. j. oveľa nižšie ako v prvom prípade.

H. C. Helgeson et al. (1969), ktorí použili údaje práce J. H. Fetha et al. (1964), vypočítali pre granitoidný masív Sierra Nevada (USA) intenzitu chemického zvetrávania 56 m za 1 milión rokov (rozloha masívu je 50 000 km², infiltračná rýchlosť pôdnej vody 50 cm³/cm², v horninách masívu je 33 % hmotnostných oligoklasu, hustota horniny 2,7 g/cm³).

Spôsob a výsledky výpočtov intenzity chemickej denudácie kryštalických hornín v Malých Karpatoch (povodie p. Bystrica, bratislavský masív)

Procedure and results of calculation of the intensity of chemical weathering of crystalline rocks in the Little Carpathians (water system of the Bystrica brook, Bratislava massif)

a) Výpočet intenzity chemickej denudácie na základe odnosu sodíka povrchovým tokom
Calculation of the intensity of chemical denudation based on sodium wash-off by surficial water passage

Tab. 1

Vodo- merná stanica	Plocha povodia km ²	Obsah sodíka vo vode v mg/l				Priemerný prietok za roky l/s	Oštečené množstvo vody v l/rok	Odnosené množstvo sodíka v t/rok				
		a	b	c	d			a	b	c	d	
Červený most (1)	23,65	7,3	9,3	12,9	1971—1980	130	4,1 · 10 ⁹	29,93	38,13		52,89	
					1930—1944	174	5,5 · 10 ⁹	40,15	51,55		70,95	
					1930—1974	164	5,2 · 10 ⁹	37,96	48,36		67,08	
Spariská (2)	7,52	7,3	8,2	1971—1980	65	2,0 · 10 ⁹	14,60			16,40		
				1929—1940	78	2,5 · 10 ⁹	18,25			20,50		
Zodpovedajúce množstvo horniny v t/km ² /rok					Množstvo horniny v m ³ /km ²				Zníženie horninového masívu v mm/rok			
	a	b	c	d	a	b	c	d	a	b	c	d
(1)	52,18	66,47		92,20	19,30	24,62		34,15	0,019	0,025		0,034
	69,99	89,17		123,69	25,92	33,03		45,81	0,026	0,033		0,046
	66,18	84,31		116,94	24,51	31,23		43,31	0,025	0,031		0,043
(2)	80,04		89,92		29,64		33,30		0,030		0,033	
	100,06		112,39		37,06		41,63		0,037		0,042	

b) Výpočet intenzity chemickej denudácie na základe odnosu sodíka podzemným odtokom

Calculation of the intensity of chemical denudation based on sodium wash-off by groundwater passage

Vodomer- ná stanica	Plocha povodia km ²	Obsah sodíka vo vode v mg/l				Špecifický podzemný odtok za roky 1968—1977 priemerný/ minimálny	Množstvo vody odtečené z povodia v l/rok	Odnesené množstvo sodíka v t/rok			
		a	b	c	d			a	b	c	d
(1)	23,65	7,3	9,3		12,9	1,86 0,84	1,4 · 10 ⁹ 6,3 · 10 ⁸	10,22 4,60	13,02 5,90		18,06 8,13
(2)	7,52	7,3		8,2		2,76 1,20	6,5 · 10 ⁸ 2,8 · 10 ⁸	4,75 2,04		5,33 2,30	— —

	Zodpovedajúce množstvo horniny v t/km ² /rok				Množstvo horniny v m ³ /km ²				Zníženie horninového masívu v mm/rok			
	a	b	c	d	a	b	c	d	a	b	c	d
(1)	17,82 8,02	22,70 10,18		31,48 14,17	6,6 3,0	8,4 3,8		11,7 5,3	0,007 0,003	0,008 0,004		0,012 0,005
(2)	26,01 11,21		28,95 12,59		9,6 4,2		10,7 4,7		0,010 0,004		0,011 0,005	

Poznámky: obsah sodíka vo vodách podľa K. Vranu (1981), špecifické podzemné odtoky podľa V. Dovinu (1979), hydrologické údaje podľa HMÚ Bratislava

a — pramene — bratislavský masív, b — pramene v povodí stanice Červený most, c — pramene v povodí stanice Spariská, d — potok Bystrica — Železná studienka

a — spring in the Bratislava massif, b — spring in the water system of the Červený most station, c — spring in the water system of the Spariská station, d — the Bystrica brook, Železná studienka station

M. Pulina (1972) pomocou hydrometrickej metódy určil pre oblasť Vysokých Tatier (Bialka) budovanú kryštalickými horninami chemickú denudáciu 13,7 mm/1000 rokov.

B. Moldan — T. Pačes (1980) na základe bilancie sodíka v dvoch malých zalesnených povodiach so smrekovým porastom na kryštalických horninách v Českomoravskej vrchovine vypočítali chemickú denudáciu 5,3—7,0 mm/1000 rokov. Celková denudácia v daných povodiach predstavovala 8,5, resp. 12,3 mm/1000 rokov.

Podľa G. A. Maximoviča (in Pereľman, 1975) je priemerná chemická denudácia

povrchu kontinentov 12 mm/1000 rokov a pre ZSSR celkove 7 mm/1000 rokov, t. j. približne 12, resp. 7 m za 1 milión rokov.

Ďak v našom prípade považujeme za najreprezentatívnejšie hodnoty vypočítané na základe priemerného prietoku potoka Bystrica za obdobie rokov 1930—1974 (stanica Červený Most), priemerného špecifického podzemného odtoku za roky 1968—1977 a obsahov sodíka vo vode prameňov bratislavského masívu (tab. 1), potom chemickú denudáciu v oblasti kryštalika Malých Karpát možno vyjadriť nasledujúcimi hodnotami:

7, resp. 25 mm/1000 rokov pre stanicu Červený Most,

4 až 11 mm/1000 rokov pre stanicu Spasiská.

Z uvedeného vidieť, že bližšie k hodnotám priemernej chemickej denudácie kontinentov sú hodnoty, ktoré sme získali výpočtom uvažujúcim priemerný špecifický podzemný odtok.

Naše výsledky treba pokladať iba za úvodné štádium stanovovania presnejších hodnôt intenzity chemickej denudácie v kryštaliniku Západných Karpát. Presnejšie výsledky bude možno získať iba podrobnejším výskumom hmotovej geochemickej bilancie v experimentálnych povodiach, ktorý sa v súčasnosti začal v rámci výskumných úloh GÚDŠ Bratislava.

Význam tohto štúdia pre mnohé oblasti ľudskej činnosti možno dokumentovať zistením (Moldan — Pačes, 1980), že v poľných (odlesnených) oblastiach sa intenzita chemickej denudácie oproti zalesneným zväčšuje až 15-krát. Uvedené údaje sú potrebné pre hydrogeochémiu (kvantifikácia mineralizačných procesov vody), ale aj pre celkový výskum exogénnych geochemických procesov v našich prírodných podmienkach, ktorý sa dostáva do popredia aj v súvislosti s rozvojom základného výskumu životného prostredia (stanovovanie a kvantifikácia geochemických cyklov jednotlivých prvkov, hlavne biogénnych a pod.).

Recenzoval M. Harman

LITERATÚRA

- Dovina, V. 1979: Hydrogeologická charakteristika kryštalinika Západných Karpát. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 216 s.
- Feth, J. H. — Roberson, C. E. — Polzer, W. L. 1964: Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. *U. S. Geol. Water Supply Paper*, 1535, 70 p.
- Garrels, R. M. — Mackenzie, F. T. 1970: Evolution of sedimentary rocks. *New York, Norton*, 270 p.
- Gazda, S. — Kovařík, K. — Bodiš, D. — Vrana, K. 1980: Rozpracovanie metód ochrany podzemných vôd pred znečistením. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 52 s.
- Helgeson, H. C. — Garrels, R. M. — Mackenzie, F. T. 1969: Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 33, pp. 455—481.
- Likens, G. E. — Bormann, F. H. — Pierce, R. S. — Eaton, J. S. — Johnson, N. M. 1977: Biochemistry of a forested ecosystem. *New York, Springer-Verlag*, 146 p.
- Moldan, B. — Pačes, T. 1980: Bio-geochemický oběh prvků v zemědělsky a vodohospodářsky využívané krajině. *Manuskript — ÚÚG Praha*, 78 s.
- Pereľman, A. I. 1975: Geochimija landšafta. *Moskva, Izd. Vysšaja škola*, 270 s.
- Pulina, M. 1972: A comment on present-day chemical denudation in Poland. *Geogr. Polonica (Wroclaw)*, 23, 60 p.
- Vrana, K. 1981: Geochemické štúdium vôd v procese chemického zvetrávania kryštalických hornín Malých Karpát. *Manuskript — Katedra geochémie a mineralógie PFUK Bratislava*, 150 s.
- Zverev, V. P. 1973: Hydrogeochemical criteria and quantitative evaluation of matter mobilization in the process of lithogenesis. *Inter. Geoch. Congr. Ist, IV, 1, Moscow*, pp. 293—301.
- Zverev, V. P. 1974: Migracija chimičeskich elementov v podzemnyh vodach SSSR. *Moskva, Izd. Nauka*, 236 s.

Rough estimation of the intensity of chemical denudation in the crystalline of the Little Carpathians

KAMIL VRANA — STANISLAV GAZDA

Detailed investigations over mineralization processes in waters and of chemical weathering processes in crystalline rocks of the Little Carpathians (Gazda et al., 1980, Vrana, 1981) demonstrated that there is possibility to use hydrogeochemical data for a rough evaluation of the intensity of chemical weathering in the respective rocks.

The calculation is based on the condition that all sodium diluted in waters of the area is derived from hydrolytic dissolution of plagioclase (An_{20}) composing 35 volume per cent of granodiorite. As allochthonous sodium are assumed only amounts proved in precipitations within the respective territory.

The calculation in the whole is evident from Tab. 1. According to the various cases assumed, the most representative values of chemical denudation may be counted for the

data obtained from average water passage of the Bystrica brook in years 1930—1974 (Červený most station), from average specific groundwater passage in years 1968—1977 and from sodium contents in spring-waters of the Bratislava granitoid massif (Tab. 1). The intensity of chemical weathering calculated in this manner is 7 and 25 mm/1,000 years respectively for the Červený most station 4 and 11 mm/1,000 years for the Spariská station.

Indicated results represent only preliminary stage to the assessment of exact values on the intensity of chemical weathering in conditions of crystalline rocks of the Little Carpathians what will be based on detailed investigations of geochemical material balance in experimental drainage systems.

Preložil I. Varga

Geologická stavba sobraneckej kladnej gravimetrickej anomálie a jej perspektívnosť na výskyt ropy a plynu

RUDOLF RUDINEC

Moravské naftové doly, Priemyselná 1, 071 01 Michalovce

(4 obr. v texte)

Doručené 16. 3. 1982

Геологическое строение собранецкой положительной аномалии и её перспективность на месторождения нефти и газов

Собраниецкая положительная гравиметрическая аномалия представляет найвысший элемент тяжести в Западных Карпатах. Величины аномалий тяжести од этого места по направлению к западу погружается до лобовой впадины. Аномалия является отражением высоко воздвинутых частей между Западными и Восточными Карпатами. Генетически связана особенно с преднеогенными свитами (крижнянский покров — мезозой?, пермь-карбон поздишевско-инячевской единицы, возможно и древний палеозой, кристалликум илиже тело основного состава). Так высоко приподнята структура под неогенным покровом могла быть подходящим объектом для аккумуляции, миграции углеводов большего пространства преждевсего в трещиноватых и разрушенных зонах во всех преднеогенных свитах.

Geological structure of the Sobrance positive gravimetric anomaly and its perspectives for crude oil and gas accumulations

The Sobrance gravimetric high is the most pronounced positive anomaly of the West Carpathians. Gravimetric values decrease from the high northeastwards into the fore-deep. The anomaly reflects highly elevated basement in the borderland between the West and East Carpathians being induced mainly by Pre-Neogene units (Mesozoic of the Krížna? nappe, Permian to Carboniferous of the Pozdišovce-Iňačovce unit and probable Lower Paleozoic, crystalline or heavy basic body). Such area occurring in high structural position beneath the Neogene cover may represent a suitable accumulation centre for hydrocarbons migrating from the wider surroundings mainly along fissured and faulted belts in all Pre-Neogene units composing the structure.

Sobranecká kladná gravimetrická anomália sa nachádza južne od mesta Sobrance na východnom Slovensku (obr. 1). Toto územie geologicky patrí do východoslo-

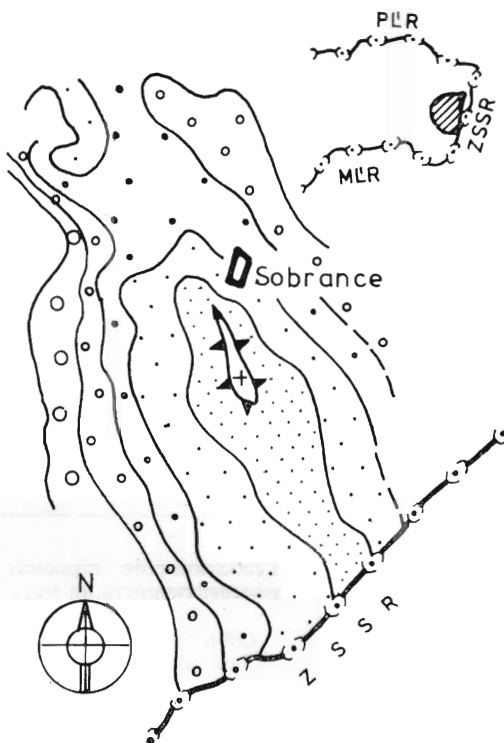
venského neogénu, presnejšie jeho východo-severovýchodnej časti — podvihorlatskej oblasti. Tú na Z ohraničuje približne spoj-nica Michalovce — Bežovce — štátne hra-nice. Na S a V ju obmedzuje vulkanický masív Vihorlat — Popriečny a štátne hra-nice so ZSSR (obr. 2).

Už od začiatku prieskumu na výskyt uhľovodíkov vo východoslovenskom neo-géne pútala pozornosť práve oblasť kladnej tiažovej anomálie, ktorá je z regionál-neho pohľadu jednou z najvýraznejších a najvyššie položených hlbokých štruktúr karpatského oblúka na našom území. Tak sa jednoznačne prejavuje vo všetkých gravimetrických mapách (Scheffera, 1960, Blížkovský — Kocák, 1961, Plančár in O. Fusán et al., 1971).

Na základe nových výsledkov, ktoré sa v ostatných rokoch z panvy, ako aj širšieho okolia tohto územia nazhromaždili, v rámci diskusie predkladáme jednu z mož-ných predstáv o geologickej stavbe sobra-neckej kladnej gravimetrickkej anomálie a jej perspektívnosť i z hľadiska výskytu ropy a plynu.

Stratigrafia

Neogénna výplň elevácie je relatívne malá, okolo 200 m (kvartér, pliocén, pa-



Obr. 1. Kladná gravimetrická anomália južne od mesta Sobrance na východnom Slovensku. Výsek z mapy Bouguerových izoanomál s krokom $50 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ (Blížkovský, 1961)
Fig. 1. The Sobrance gravimetric high in Eastern Slovakia. Bouguer's isoanomaly map segment (Blížkovský, 1961), isolines $50 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$

Obr. 2. Štruktúrna mapa povrchu predneogénneho podložja podvihorlatskej oblasti a príľahlej časti ZSSR (Rudinec, 1982). Okraj mapy podľa podkladov generálnej mapy 1 : 200 000 (Leško — Kuthan — Seneš, 1964). 1 — centrálno-karpatský paleogén, 2 — vonkajší flyš, 3 — humenské mezozoikum (križňanský príkrov ?), 4 — bradlové pásmo, 5 — neovulkanity, 6 — štruktúrne línie, 7 — vrty, ktoré zachytili predneogénne podložie: MLS — Humenné, Jo — Jovsa, Hn — Hnojné, Lu — Lúčky, Iň — Iňačovec, MTS — Sobranecké Kúpele, Bo — Boroľa, U — uhoľné vrty Sejkov, So — Sobrance, Bu — Bunkovce, V — Vysoká, Pa — Pavlovce, Už — Užhorod, 8 — geologický rez, 9 — rozšírenie neovulkanitov pod neogénnymi sedimentmi

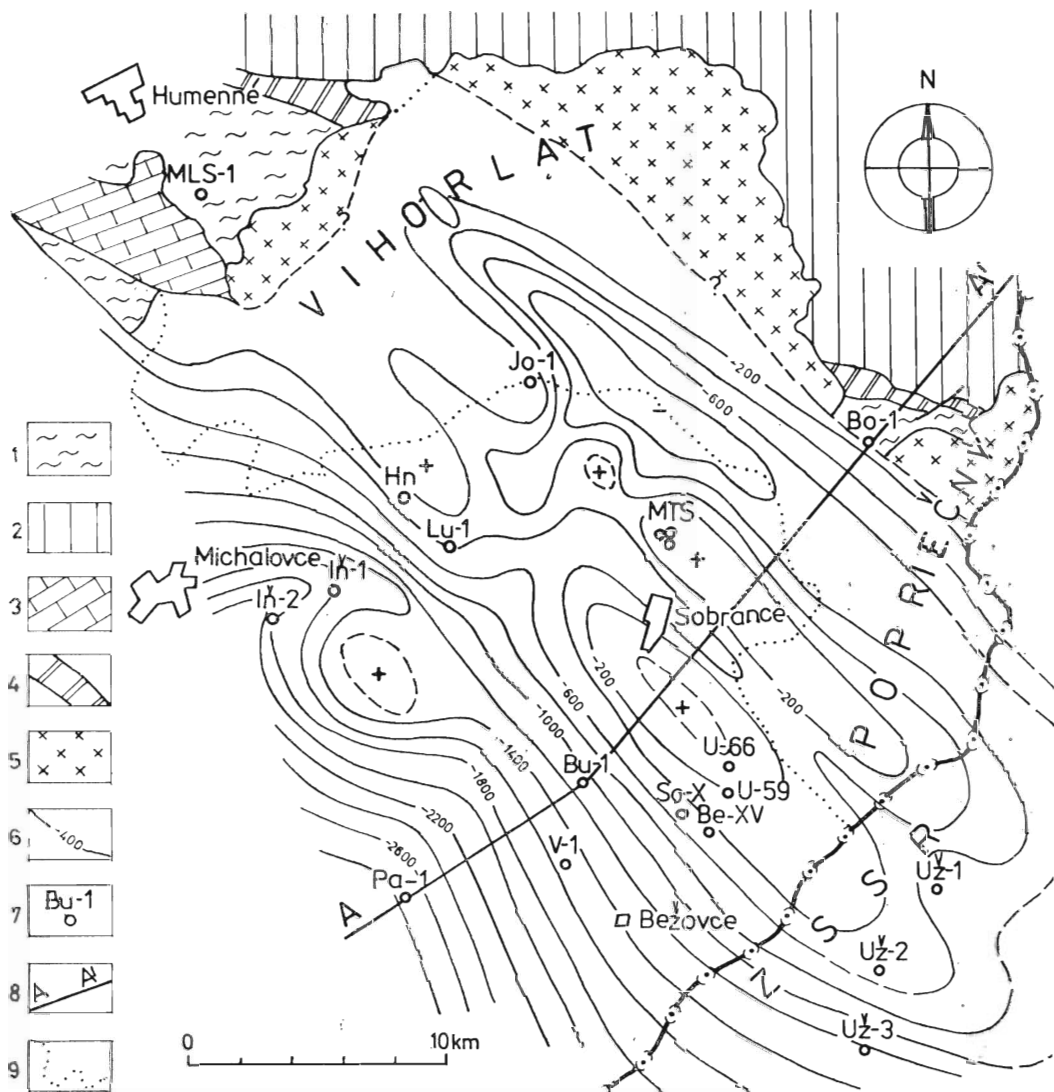
Fig. 2. Structural map of the Pre-Neogene basement surface in the Vihorlat Mts. foothill area and adjacent USSR territory (Rudinec, 1982). Marginal parts according to Leško et al. (1964). 1 — Central Carpathian Paleogene, 2 — outer flysch units, 3 — the Humenné Mesozoic unit (the Križna nappe?), 4 — the Pieniny Klippen Belt, 5 — neovolcanite, 6 — structural line, 7 — drill-hole reaching the Pre-Neogene basement: MLS — Humenné, Jo — Jovsa, Hn — Hnojné, Lu — Lúčky, Iň — Iňačovec, MTS — Sobrance spa, Bo — Boroľa, U — coal prospecting drillings near Sejkov village, So — Sobrance, B — Bunkovce, V — Vysoká, Pa — Pavlovce nad Uhrom, Už — Užgorod, 8 — geological profile line, 9 — extent of neovolcanite cover over Neogene sediments

nón a vyšší sarmat). Ich faciálnym vývojom a plošným rozšírením v širšom okolí sa podrobne zaoberal R. Rudinec (1978, 1980 a 1981).

Bezprostredné neogénne podložie v priestore sobraneckej elevácie je reprezentované mezozoickým súvrstvom. V jeho nadoží sa smerom na SV nachádza paleogén. V juhozápadnej časti vystupuje mladšie

paleozoikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky (obr. 3 a 4). Každé z týchto súvrství bolo zachytené pod neogénom u nás, ako aj v príľahlej časti ZSSR (vrt Užhorod-1, 2, 3 a 4) vo väčšom alebo menšom intervale (obr. 2).

Podľa vrtných a geofyzikálnych údajov predkladáme hlbšiu štruktúrnotektonickú stavbu sobraneckej kladnej gravi-

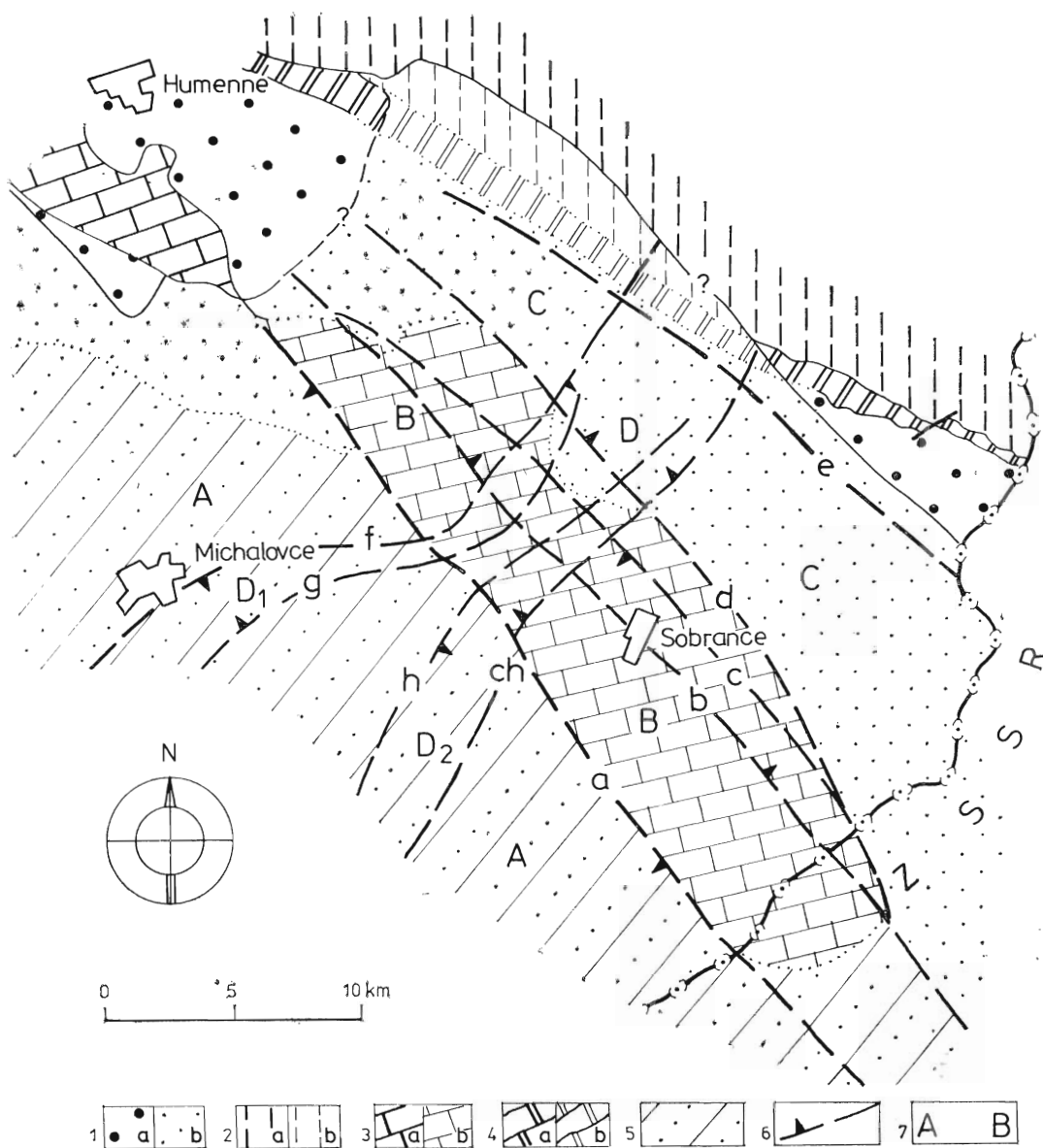


metrickej anomálie. Eleváciu analyzujeme najmä ako potenciálny objekt výskytu ropy a plynu.

Plošný rozsah a faciálny vývoj súvrství paleogénu, mezozoika a paleozoika zachytených bezprostredne pod neogénou výplňou a na východoch v širšom okolí ano-

málie analyzovali viaceré práce (Slávik, 1971, Rudinec — Slávik, 1970, Leško et al., 1977, Sviridenko, 1976, Ďurica, 1976, Rudinec, 1980, ai.).

V našej koncepcii predpokladáme, že na vrchole sobraneckej elevácie je pod neogénom mezozoikum, hlavne humenské a



pod ním by mali byť vrchnopermské súvrstvia pozdišovsko-iňačovskej jednotky.

Pestré permské súvrstvie najpravdepodobnejšie prechádza do karbónu, ktorého rozsah a presnejší litofaciálny vývoj ťažko určiť. Najpravdepodobnejšie ide o sivé spevnené vápnité bridlice, tmavé grafické bridlice, resp. pieskovce, ale nemožno vylúčiť ani istý podiel uhoľnej substance (čierne uhlie, resp. antracit).

Pretože ide o tektonickú jednotku, z ktorej je známa iba najvrchnejšia časť, v jej hlbších partiách nemožno vylúčiť existenciu súvrství patriacich až do staršieho paleozoika — devón (?), silúr — a možno ešte staršie. Tie by mohla zastupovať karbonátová fácia, pieskovce a kryštallické bridlice.

Ako už ukázali doterajšie čiastkové výsledky, celý komplex paleozoických hornín je prevrátený a postihnutý do hĺbky sa zväčšujúcimi účinkami alpínskej aj skoršej metamorfózy.

V relatívne nevelkej hĺbke (okolo 3000 m, možno aj vyššie) pod paleozoickým komplexom predpokladáme kryštalinikum (obr. 4). Litofaciálne ide asi o slabo metamorfované až strednometa-

morfované bridlice — fylity a svory s podielom bazických vulkanických hornín, na ktoré čiastočne upozornili výsledky z vrtu Pavlovce-1. Väčšie koncentrácie hornín bazického charakteru, resp. rozsiahlejšie hlbinné teleso môžu byť príčinou výraznej kladnej gravimetrickej anomálie. Istým signálom o existencii takéhoto vulkanického telesa je aj nedostatok reflexov na seizmických profiloch, ktoré územím prechádzajú.

Tektonika

Predneogénne podložie širšieho okolia sobraneckej elevácie s generálnym sklonom na JZ je členité (obr. 2). Pod pliocénymi a sčasti vrchnosarmatskými sedimentmi v karpatskom smere SZ—JV je dominantnou morfoštruktúrou humensko-užhorodský hrast (B), kde štruktúrne najvyššie situovaným celkom je práve elevácia južne od Sobraniec. Na SV od nej sa rozkladá choňkovská depresia (C) a na JZ pozdišovsko-iňačovský blok (A) (obr. 3). V pričnom smere humensko-užhorodský

Obr. 3. Mapa predpokladaného rozšírenia predneogénnych súvrství v podvihorlatskej oblasti pod neogénom (Rudinec, 1982). 1 — centrálnokarpatský paleogén, a — na povrchu, b — prekrytý, 2 — vonkajší flyš: a — na povrchu, b — prekrytý, 3 — humenské mezozoikum: a — na povrchu, b — prekrytý, 4 — bradlové pásmo: a — na povrchu, b — prekrytý, 5 — mladšie paleozoikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky, 6 — hlavné zlomy v podloží, a — krivoštiansko-sejkovský, b — humensko-sobranecký, c — horniansky, d — choňkovský, e — boroľský, f — vrbnický, g — falkušovský, h — priečny iňačovský, ch — priečny stretavsko-kúpeľský, 7 — hlavné morfoštruktúry: A — pozdišovsko-iňačovský blok, B — humensko-užhorodský hrast, C — choňkovská depresia, D — michalovsko-rybnická depresia, D₁ — michalovská, D₂ — senianska

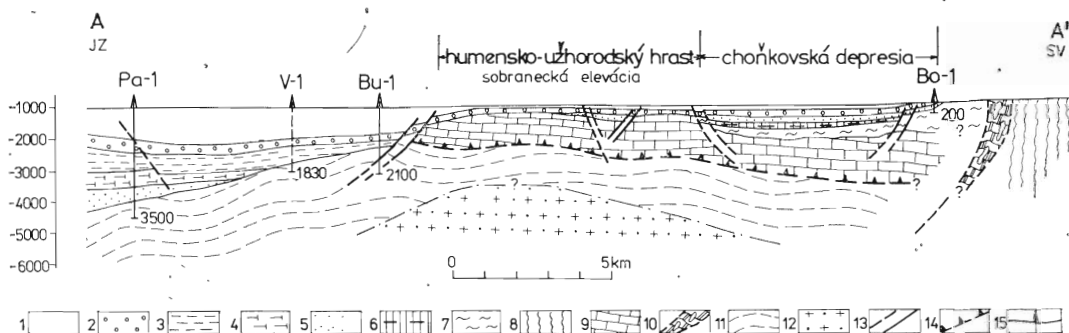
Fig. 3. Map showing the presumed extent of the Pre-Neogene units in the Vihorlat Mts. foothill area (Rudinec, 1982). 1 — Central Carpathian Paleogene, a — on the surface, b — buried, 2 — outer flysch units, a — on the surface, b — buried, 3 — the Humenné Mesozoic unit, a — on the surface, b — buried, 4 — the Pieniny Klippen Belt, a — on the surface, b — buried, 5 — Upper Paleozoic of the Pozdišovce-Iňačovce unit, 6 — main faults in the basement: a — the Krivošťany-Sejkov fault, b — Humenné-Sobrance fault, c — the Horňa fault, d — the Choňkovce fault, e — the Boroľa fault, f — the Vrbnica fault, g — the Falkušovce fault, h — the Iňačovce crosscut fault, ch — the Stretava-Sobrance spa crosscut fault. Main morphostructures: A — the Pozdišovce-Iňačovce block unit, B — the Humenné-Užhorod horst structure, C — the Choňkovce depression, D₁ — the Michalovce-Rybnica depression, D₁ — the Michalovce partial depression, D₂ — the Senné partial depression

hrast rozdeľuje michalovsko-rybnická depresia (D), ktorá sa smerom na Z vetví na severnú — michalovskú (D_1), a južnú — seniansku (D_2). Morfoštruktúry sú vymedzené zlomami a ich dnešná podoba je geneticky spätá s doznievajúcou neogénou tektonikou v sarmate. (Rudinec — Čverčko, 1970).

V predpokladanej koncepcii sa humenské mezozoikum vo vzťahu k paleozoickému podložíu v priestore sobrancekej elevácie interpretuje ako križňanský (?) príkrov (obr. 4). Istou podporou týchto predpokladov sú výsledky geoelektrického prieskumu (Zavřelová — Mořkovský, 1972). Na priečných profiloch prechádzajúcich sobrancekou štruktúrou sa namerali tri geoelektrické horizonty, ktoré jednoznačne dokladajú elevačný charakter tohto územia aj v hlbších predneogénnych súvrstviach. Najvrchnejší horizont repre-

zentuje bázu neogénu a povrch mezozoického podložia, Stredný horizont stotožňujeme s násunovou plochou humenského mezozoika. Tretí, najmenej výrazný horizont, spájame s nejasným a predpokladaným možným násunom vrchného paleozoika na spodné, resp. na kryštalinikum.

V tejto koncepcii sa vzťah a vzájomná tektonická pozícia mezozoika, hlavne humenského, a paleozoika pozdišovsko-iňačovskej jednotky, rieši odlišne od predstáv geológov interpretujúcich zakarpatský vnútorný priehyb. Podľa M. T. Petraškeviča (1968) paleozoicko-mezozoické horniny užhorodského hrastu sú ako príkrov nasunutý na S. V ich podloží leží súvrstvie kriedy, nerozčleneného mezozoika a bližšie nečlenené paleozoicko-mezozoické komplexy. Na druhej strane G. N. Sviridenko (1976) predpokladá v podloží neogénu v celej kričevskej zóne, t. j. medzi bradlo-



Obr. 4. Priečný geologický rez širšieho okolia sobrancekej gravimetrickej anomálie (Rudinec, 1982). 1 — panón + pliocén a kvartér, 2 — vyšší sarmat, 3 — spodný sarmat, 4 — vrchný a stredný báden, 5 — spodný báden, 6 — karpat (s anhydritom), 7 — centrálnokarpatský paleogén, 8 — vonkajší flyš, (magurský príkrov), 9 — humenské mezozoikum (križňanský príkrov?), 10 — bradlové pásmo, 11 — mladšie paleozoikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky, 12 — staršie paleozoikum? + kryštalinikum, resp. baziká, 13 — zlomy, 14 — násun príkrovu, 15 — vrtý

Fig. 4. Geological profile across the Sobrance gravimetric high and its surroundings (Rudinec, 1982). 1 — Pannonian, Pliocene and Quarternary, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — Upper and Middle Badenian, 5 — Lower Badenian, 6 — Karpathian (with anhydrite), 7 — Central Carpathian Paleogene, 8 — outer flysch (the Magura nappe), 9 — the Humenné Mesozoic unit (the Križna nappe?), 10 — the Pieniny Klippen Belt, 11 — Upper Paleozoic in the Pozdišovce-Iňačovce unit, 12 — Lower Paleozoic and crystalline? eventually basic body, 13 — fault, 14 — nappe basal surface, 15 — drill-hole

vým pásmom a pripanónskym hlbinným zlomom, iba šupinovito-blokovú stavbu s veľmi strmo uklonenými zlomami (80—90°).

Perspektívnosť na výskyt ropy a plynu

Sobranecká elevácia sa javí ako štruktúrne najvyššie miesto v neogénnej panve. Výrazná morfoštruktúra budovaná mezozoickými horninami prevažne karbonátového typu je nehlboko pod neogénymi sedimentmi. Karbonáty (vápenec, dolomit) sobraneckého ostrova boli v tomto priestore pred neogénom aj počas neho dlhší čas vystavené pôsobeniu vonkajších činiteľov vhodných na vznik sekundárne rozdrobeného prostredia. Takto rozpukané horniny môžu tvoriť dobre priepustné kolektory, teda aj vhodné pasce na akumuláciu uhlíkovodíkov. Nadložné neogénne pelitické sedimenty vyššieho sarmatu až pliocénu sú dobrými kryciami súvrstviami, predovšetkým v navetranej vrchnej časti elevácie. Po prekrytí štruktúry najmladšími neogénymi súvrstviami mohli uhlíkovodíky migrovať z nižších polôh panvy prakticky z veľkého teritória a akumulovať sa v takto vysoko elevovanom objekte.

Pokiaľ sa tu uchovali dobre tektonicky, resp. litologicky utesnené pasce, možno predpokladať aj priemyselné akumulácie živíc. Osobitne priaznivá by bola situácia v prípade výskytu iných mezozoických súvrstiev pod krížňanským príkrovom.

Podľa čiastkových výsledkov vrtu MLS-1 a MTS-1, ako aj vzdialenejšieho Lipany-1 a 2 sa ukazuje, že mezozoické súvrstvia krížňanského príkrovu sú poväčšine nasycované slabo mineralizovanou až stredne mineralizovanou vodou spolu s CO_2 . Iba v ojedinelých prípadoch sa pri zvýšenom podiele vápnitej zložky (vápenec) zistila aj prítomnosť metánu. Zdá sa, že pôvodnú mineralizáciu vody ovplyv-

ňuje komunikačné prepojenie so sladkou vodou cez oblasti, kde tieto horniny vystupujú na povrch. Tento fakt, ako aj relatívna plytkosť mezozoika do istej miery perspektívnosť mezozoických súvrstiev znižujú.

Druhým možným a nádejnejším objektom na akumuláciu uhlíkovodíkov sú paleozoické súvrstvia budované spevnenými silno vápnitými, miestami bituminóznymi bridlicami. V nich možno predpokladať dobre priepustné zóny ako vhodné kolektory v navetranej a čiastočne drvenej (násunom krížňanského príkrovu) vrchnej časti. Okrem toho priepustné zóny môžu byť aj vnútri paleozoických bridlíc. Takéto prípady sa spozorovali vo vrte Bunkovce-1 na úpätí sledovanej elevácie (Magyar — Rudinec, 1980). Tu 500 m pod povrchom paleozoika bola prevrtnaná tektonicky drvená zóna (zlom alebo násun?). Z týchto objektov bol prítok slanej silne mineralizovanej vody. Voda zo spodnejšej drvenej zóny obsahovala zvýšený podiel bikarbonátov, síranov a CO_2 .

Pre vysoký obsah vápnitej zložky v paleozoických bridliciach (vrt Trhovište-26) nemožno vylúčiť ani výskyt rífového vápenca. Jeho prítomnosť by bola z hľadiska ropnej prospekcie veľmi atraktívna.

Ďalším objektom z hľadiska výskytu živíc je vrchná časť kryštalinika, ktorá môže byť tiež sekundárne rozdrobená a priepustná. Analogické ložiskové podmienky môže mať aj navetrané vulkanické teleso. Zo svahov Českého masívu a zo susedného Maďarska sú známe viaceré ložiská ropy a plynu aj v takýchto horninách.

Vzhľadom na to, že doteraz nie sú nijaké informácie o prítomnosti predkarbónskych súvrstiev v podloží permu, v pozdišovsko-iňačovskej jednotke sa nedá vylúčiť existencia ďalších možných objektov na akumuláciu živíc. Podstatne väčšie môže byť zastúpenie karbónu, včítane uhlíonosného, resp. staršieho paleozoika

(devón — silúr ?) v karbonátovej alebo piesčitej fácií.

Z pohľadu migrácie uhľovodíkov tu hlavná fáza dopĺňania prípadných pascí bola po skončení vulkanickej aktivity (Vihorlat), t. j. asi pred 9 mil. rokov. V tom období už bola sobranecká elevácia sformovaná a pliocénne sedimenty mohli hrať úlohu tesniaceho elementu.

Recenzoval B. Leško, M. Blížkovský

LITERATÚRA

- Blížkovský, M. — Kocák, A. 1961: Detailní gravimetrický průzkum v severní části Potiské nížiny v r. 1960. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 88 s.
- Đurica, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kandidátska práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 172 s.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15, 173 s.
- Leško, B. — Kullmanová, A. — Mořkovský, M. 1971: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? *Mineralia slov.*, 9, s. 221—233.
- Magyar, J. — Rudinec, R. 1980: Nové poznatky o podloží neogénu pozdišovsko-inačovského bloku na východnom Slovensku (vrt Bunkovce-1). *Mineralia slov.*, 12, s. 63—74.
- Petraškevič, M. I. 1968: Geologičeskoje strojenije i neftegazonosnost Zakarpatskogo vnutornego progiba. In: *Geologija, Geofizika i burenije skvažin neftnyh i gazovyh mestoroždenij Ukrajiny. Trudy Ukr. nauč.-issled. geol. razv. Inst. Ukr. NIGRI*, 21.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 53, s. 145—155.
- Rudinec, R. 1978: Paleografical, lithofacial and tectonogenetic development of the neogene in Eastern Slovakia and its relation to vulcanism and deep tectonics. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 20, s. 225—240.
- Rudinec, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. *Mineralia slov.*, 12, s. 507—531.
- Rudinec, R. 1981: Nové geologické a naftovogeologické výsledky podvihorlatskej oblasti na východnom Slovensku. In: *Zborník slovenskej geologickej konferencie*, 4, s. 87—94.
- Slávik, J. 1971: Geologická stavba choňkovskej depresie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 55, s. 97—104.
- Sviridenko, G. N. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia zákarpatskej prehĺbeniny. *Mineralia slov.*, 8, s. 395—406.

Geological structure of the Sobrance positive gravimetric anomaly and its perspectives for crude oil and gas accumulations

RUDOLF RUDINEC

The Sobrance gravimetric high occurs southernly from the Sobrance town in Eastern Slovakia. The area is part of the East Slovakian Neogene basin namely of its ENE part creating the Vihorlat Mts. foothill region. The anomalous area may be delimited by the line connecting Michalovce town and Bežovce village on the SW, by the state frontier on the east whereas the Vihorlat Mts. create its northern limit. From a regional point of view, the anomaly reflects the most elevated deep structure within the Carpathian arc on

Czechoslovak territory. As a such feature it appears clearly in all gravimetric maps (Scheffer, 1960, Blížkovský — Kocák, 1961, Fusán et al., 1971).

The Neogene basin filling

The Neogene cover of the anomaly attains roughly 200 m thickness represented by Pliocene, Pannonian and Uppermost Sarmatian beds. Immediately beneath the Neogene, there is the Humenné Mesozoic structure carrying,

in its northernmost parts, a cover of the Central Carpathian Paleogene flysch. Paleozoic beds of the Pozdišovce-Iňačovce unit occur in the southwestern part of the basement (figs. 3 and 4).

The Pre-Neogene basement is strongly dissected. A NW—SE trending structure called the Humenné—Uzhgorod horst creates the dominant morphostructure of the basement with its highest portion in the Sobrance elevation (figs. 2 and 3).

The paper submits alternative solution to the deeper structures in the Sobrance elevation differing from the interpretation of the Transcarpathian Trough by Petraskevich (1968) and Sviridenko (1976).

According to the recent alternative, the Humenné Mesozoic unit (the Križna nappe?) occurs immediately beneath the Neogene cover. Upper Paleozoic beds of the Pozdišovce-Iňačovce unit (Permian) are subjacent to the Mesozoic whereas Carboniferous beds (coal-bearing not excluded) may be presumed depthwards, followed by Devonian, Silurian, or eventually older, sequences. This complex

passes gradually into crystalline rocks composed of phyllite, mica-schist and an eventual basic body that may be also the source of the pronounced gravimetric maximum.

The Sobrance elevation reflects hence the highly elevated basement in the borderland between the East and West Carpathians. Migration of natural hydrocarbons may have occurred into such elevated body from the wider surroundings. Accumulations of it may be presumed in Mesozoic, Paleozoic or, else, crystalline sequences, mainly in fissured carbonate environment or along crushed thrust surfaces and the weathered surface of Paleozoic or crystalline rocks beneath the Neogene.

From the viewpoint of hydrocarbon perspectives, the main influence is ascribed to migration processes that occurred after the extinction of the volcanic activity (the Vihorlat Mts.) i. e. some 9 m. y. ago. The Sobrance elevation has been then already created and the higher Neogene beds may have served as sealing cover.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

IV. celoštátny hydrogeochemický seminár

3.—4. 11. 1982 sa na pezinskej Babe v Maľých Karpatoch konal IV. celoštátny hydrogeochemický seminár na tému Hydrogeochemické problémy znečisťovania prírodných vôd. Organizačne ho pripravili členovia Hydrogeochemického strediska pri ČMGŠ a SGS Ing. S. Gazda, CSc., RNDr. K. Vrana, CSc. (GÚDŠ Bratislava), prom. geol. Z. Bačová a RNDr. S. Klaučo (IGHP, n. p., závod Bratislava) v spolupráci s pobočkou ČSVTS pri IGHP, n. p., závod Bratislava.

Hydrogeochemia sa v súčasnosti stále výraznejšie využíva pri riešení otázok znečisťovania a ochrany prírodnej, a najmä podzemnej vody, ktoré pre špecifické podmienky svojej tvorby rýchlo a zreteľne odrážajú všetky negatívne dôsledky životnej činnosti človeka. Ustavične rastie rozsah hydrogeochemických

prác orientovaných na prieskum a sanáciu havarijných prípadov znečisťovania vody, lokálneho, resp. maloplošného znečisťovania podzemnej vody z trvale pôsobiacich bodových zdrojov, ako aj prác riešiacich problematiku veľkoplošného znečisťovania podzemnej vody z priemyselnej a poľnohospodárskej výroby a preventívnej ochrany prírodnej vody atď. Tieto zložité problémy vyžaduje používať netradičné metodické postupy, zahŕňajúce rad špeciálnych terénnych, laboratórnych a interpretačných metód a techník. Cieľom seminára bolo umožniť našim hydrogeochemikom vymeniť si skúsenosti a poznatky z tejto oblasti a pokiaľ možno navrhnuť optimálne postupy na ochranu prírodnej vody pred znečistením v budúcnosti. Na seminári sa zúčastnilo 85 odborníkov z celej ČSSR a bolo prednesených 29 referátov na tieto okruhy tém:

a) Zdroje znečisťovania prírodných vôd

- b) Šírenie sa znečistenia a interakcie v systéme hornina — voda a jeho modelovanie
- c) Hydrogeochemické zásady a metodické prístupy na ochranu prírodných vôd pred znečistením

V priebehu seminára boli premietnuté filmy z prehliadky EKOFILM '82 v Ostrave (Čistírny odpadných vôd, Zdroje vody a Veľké krajinné ekosystémy).

Úvodné referáty boli o všeobecných otázkach znečisťovania prírodného prostredia najmä vo vzťahu k ochrane podzemnej vody pred znečistením (S. Gazda) a hodnotili vplyv globálnej acidifikácie prostredia na akosť povrchovej a podzemnej vody (T. Pačes). Je potešiteľné, že aj ďalšie referáty o rade problémov podľa vymedzených tém vyvolali bohatú a zväčša plodnú diskusiu, čo bolo hlavným zámerom usporiadateľov. V priebehu seminára sa uskutočnila členská schôdza výboru hydrogeochemického strediska pri ČMGS a SGS. Konštatovalo sa na nej, že aj keď je činnosť strediska bohatá a plodná, nedarí sa presadzovať niektoré potrebné hydrogeochemické zásady ochrany prírodnej vody pred znečistením, ktoré sa už prerokovali a schválili na predchádzajúcich celoštátnych hydro-

geochemických seminároch. Jednou z príčin je, že hydrogeochemické stredisko ako právne a ekonomicky nesamostatný spolok voľne pridružený k odborovej skupine hydrogeológie ČMGS a SGS nemôže prijímať všeobecne platné a záväzné uznesenia, aj keď ho účasť špičkových hydrogeochemikov z celej ČSSR a bohaté zastúpenie inštitúcií zaoberajúcich sa touto problematikou na to predurčuje. Rovnako sa pri oceňovaní zásob podzemnej vody (činnosť KKZ) nepokladá za plnohodnotné kritérium odborný posudok hydrogeochemika o kvalite podzemnej vody a o možných smeroch jej zmien. Preto bola správa o priebehu seminára a činnosti hydrogeochemického strediska predložená aj Komisii pre klasifikáciu zásob podzemných vôd na Slovensku.

Zborník referátov zo seminára vydáva Geologický ústav D. Štúra v edícii Konferencie, sympóziá, semináre.

V mene organizačného výboru seminára chceme vyjadriť veľké poďakovanie RNDr. P. Ostroluckému, riaditeľovi IGHP, n. p., závod Bratislava, za veľkú pomoc a osobnú angažovanosť pri organizácii seminára.

Kamíl Vrana

METODIKA VÝSKUMU

Jednotné posudzovanie klimatických podmienok odberu vzoriek vody

STANISLAV RAPANT — KAMIL VRANA

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

Doručené 24. 5. 1982

Общая оценка климатических условий при взятии образцов вод

С целью усовершенствования и объединения оценки климатических условий взятия образцов вод на различных участках геологического и водохозяйственного оведаживания была предложена эмпирическая шкала для оценки этих условий. Шкала имеет 6 делений (символов) и основана на познании основных климатических характеристик — климата места данной территории.

Unified assessment of climatic conditions during water sampling

With the aim to simplify and unify the assessment of climatic conditions for water sampling purposes realized by different geological and water-managing services an empiric scale was proposed. The scale consists of six degrees (symbols) referring to the knowledge of basic climatic characteristics — the climate — of a given territory.

V súčasnom štádiu hydrogeochemického bádania Západných Karpát, a najmä pri začínajúcom sa regionálno-hydrogeochemickom výskume sa takmer vždy pracuje s rozsiahlym súborom hydrochemického materiálu, ale pri jeho interpretácii sa klimatické podmienky odberu vzoriek vody hodnotia spravidla nedostatočne. Pri bežnom spracúvaní hydrochemického materiálu, ktorý je k dispozícii vo forme protokolov chemických analýz vody, sa skoro vždy obchádzajú klimatické pod-

mienky, za akých sa vzorka vody odoberala (tieto údaje zväčša uvádzame iba v dokumentačných denníkoch a z pochopteľných dôvodov sa ku každej vzorke jednotlivo pri spracúvaní nevraciamy).

Zo skúsenosti vieme, že hlavne pri starších hydrochemických údajoch je veľmi ťažké určiť, či sa vzorka vody odoberala po dlhotrvajúcom zrážkovom období alebo pri topení snehu, v extrémne suchom leťnom období atď. Prítom je zjavné, že vo väčšine prípadov ide o dôležité údaje, po-

dľa ktorých možno usudzovať, nakoľko tieto podmienky ovplyvnili chemické zloženie vody, t. j. nakoľko je isté chemické zloženie vody pre dané prostredie charakteristické.

Na zjednodušenie a zjednotenie posudzovania podmienok odberu vody na rozličných pracoviskách geologickej a vodohospodárskej služby navrhujeme nasledujúcu empirickú stupnicu na charakterizovanie klimatických podmienok odberu vzoriek podzemnej a povrchovej vody:

Symbol Klimatické podmienky odberu (KPO)

1 ustálené nízke stavy hladiny podzemných a povrchových vôd v zimnom období (ide o obdobie, keď sú zrážky viazané vo forme snehu a ľadu a hladiny podzemných a povrchových vôd priamo neovplyvňujú, vo vysokohorských oblastiach ide aj o neskorú jeseň, resp. skorý jar)

2 vysoké hladiny podzemných a povrchových vôd výrazne ovplyvnené topením sa snehu, hlavne na jar (v nižšie položených oblastiach, najmä v nížinách, tieto podmienky zahŕňajú často aj zimné obdobie)

3 ustálené priemerné hladiny podzemných a povrchových vôd v širšom letnom období* pri priemerných zrážkových pomeroch konkrétnej oblasti (sem zaraďujeme aj jesenné obdobie s ustáleným mini-

málnym výskytom zrážok, charakteristickým pre našu klimatickú zónu)

3S nízke hladiny podzemných a povrchových vôd v širšom letnom období (pozri symbol 3) spôsobené extrémnym (dlhotrvajúcim) bezzrážkovým počasím

3V zvýšené hladiny podzemných a povrchových vôd v širšom letnom období (pozri symbol 3) ako dôsledok dlhotrvajúcich, resp. epizodických extrémne výdatných zrážok

4 hladiny podzemných a povrchových vôd ovplyvnené extrémnymi, v bode 1, 2, 3, 3S, 3V neuvádzanými faktormi (napr. povodeň, prietrž mračen atď.), vyžadujúce pri číselnom symbole bližší slovný opis

Navrhujeme, aby sa uvedené klimatické podmienky odberu uvádzali v záhlaví protokolov chemickej analýzy vody spolu s ostatnými údajmi (miesto odberu, označenie zdroja, dátum odberu, teplota vody a pod.) symbolikou KPO, resp. slovné „klimatické podmienky odberu“ s vyznačením príslušného symbolu (napr. KPO: 2). Je zjavné, že prechodné obdobia (podmienky) možno vyjadriť kombináciou uvedených symbolov (napr. KPO: 3—3 S a pod.), pričom na prvom mieste treba uvádzať prevažujúci vplyv prostredia.

Návrh umožňuje jednoducho a rýchlo klasifikovať klimatické podmienky odberu vzoriek vody. Ide o orientačnú, ale veľmi cennú informáciu dopĺňajúcu údaje chemickej analýzy vody.

Predpokladom správneho hodnotenia podmienok odberu vzoriek vody podľa tohto návrhu je poznanie základných klimatických charakteristík (klímy miesta) daného územia, ktoré je aj tak pri hydrogeochemickom výskume nevyhnutné. Návrh berie do úvahy hlavné črty ročného priebehu počasia na Slovensku.

Recenzoval S. Gazda

* Širšie letné obdobie chápeme ako obdobie od nástupu až po koniec dennej teploty 5°C, t. j. ako širšie vegetačné obdobie, ktorého začiatok spadá približne do začiatku jarných poľných prác (druhá dekáda marca na J Slovenska až tretia dekáda apríla na horách s vyše 1000 m n. m.; končí sa na J Slovenska v polovici novembra a na horách v polovici októbra, pozri napr. Slovensko. Príroda, Bratislava, Obzor, 1972).

Možnosti získať vápenec vysokej čistoty

KOZÁČ JÁN, RUSNÁK DUŠAN

Possibilities of producing high chemical purity limestone

Attrition scrubbing has been successfully applied in wet dressing preparation to upgrade the limestone rock from Gombasek (southeastern Slovakia). The flowsheet developed by laboratory tests indicates the method of treatment (removal of surface stain) to obtain high chemical purity limestone containing approx. 99 % CaCO_3 and less than 0.02 % Fe_2O_3 . The product (50 % recovery) meets the market specifications for the production of optical glass.

Na výrobu niektorých náročnejších druhov sklárskych výrobkov, ako je krištáľové sklo, optické sklo, tzv. E-sklo (eutal) a biele „prepregy“ (sklolamináty), sa používa vápenec vysokej chemickej čistoty (obsah Fe_2O_3 nemá byť vyšší ako 0,03 %).

Potreba takejto suroviny sa u nás pokryla najmä dovozom. Na výrobu krištáľového skla sa vápenec dovážal z Rakúska prostredníctvom firmy Nosta GmbH — Wien. Obsah Fe_2O_3 bol 0,02—0,03 % a CaCO_3 99 %.

V súčasnosti sa u nás používa vápenec z ložiska Čertovy schody v ČSR s obsahom Fe_2O_3 pod 0,03 %. Takto upravený vápenec sa používa aj na výrobu bezalkalického, tzv. E-skla (na sklené vlákna) v n. p. Skloplast Trnava. Na výrobu tzv. prepregov (nábytkárskeho laminátu) sa ako plnivo používa jemne mletý vápenec, ktorý dodáva západonemecká firma Omya GmbH Koln (obsah Fe_2O_3 okolo 0,02 %, jemnosť mletia 99,0 % pod 0,01 mm, obsah CaCO_3 99,7 %, bielosť 85—95 %).

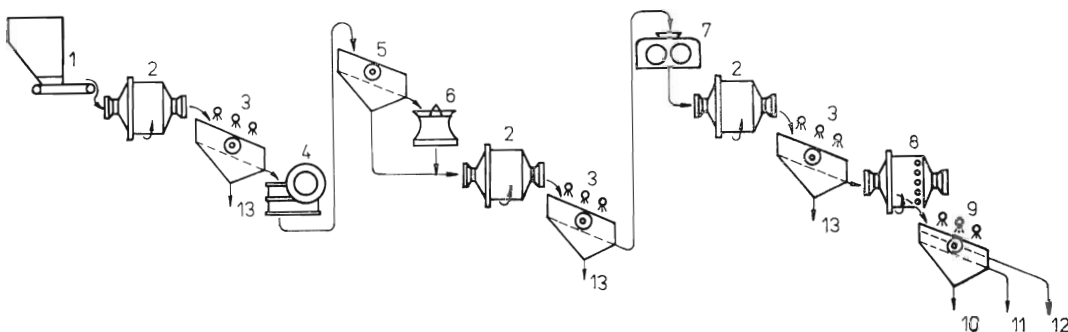
V úsilí nahradiť náročne dovážané produkty domácimi surovinami bolo najprv treba z rozličných typov vápenca na Slovensku vybrať také, pri ktorých by sa nenáročnou úpravou dala dosiahnuť uvedená kvalita. Takýmto typom vápenca je napr. wettersteinský vápenec

Slovenského krasu vyskytujúci sa hlavne na lokalite Gombasek a Včeláre. Jeho hlavným znečisťovačom je červenohnedý pelitický materiál (známy ako krasová hlina, resp. výplň krasových dutín) a limonitizovaný povlak záteky a žilky v masívnom vápenci.

Odstránení najhrubší balast, t. j. krasovú a kavernovú hlinu, nie je pri úprave vápenca problém. Možno to dosiahnuť intenzívnejším praním a triedením na hrubo rozdrvenej horniny. Napr. zaradením bubnovej práčky a vibračných sprchovaných sít spravidla možno pri hrubších zrnitostných triedach (nad 25 mm, napr. frakcie 25—75 mm) znížiť obsah Fe_2O_3 z cca 0,5 na 0,1 %, Al_2O_3 z cca 0,6 na 0,15 %, SiO_2 z cca 1,3 na 0,25 %.

Tažšia je však ďalšia úprava vápenca, ktorou treba znížiť obsah Fe_2O_3 z 0,1 pod 0,03 %. Železo, ktoré ešte treba z praného vápenca odstrániť, sa vo forme Fe-oxidov viaže na limonitizovaný povlak, záteky a žilky nepravidelne prestupujúce celú masu horniny.

Pretože potrebné zníženie obsahu Fe_2O_3 nebolo možno dosiahnuť ani vysoko intenzívnou magnetickou separáciou mletého vápenca, sledovali sme na pracovisku aplikovanej technológie nerudných surovín Geologického prieskumu v Košiciach možnosť upraviť horninu niekoľ-



Obr. 1. Ideová schéma úpravy praneého vápenca z lokality Gombasek. 1 — vsádzka, 2 — 1—3 oterka (guľový mlyn bez guľovej náplne), 3 — vibračný triedič so sprchou (veľkosť oka 0,1 mm), 4—1 stupeň drvenia (čelustový drvič), 5 — vibračný triedič, 6—2 stupeň drvenia (kužeľový drvič), 7—3 stupeň drvenia (valcový drvič), 8 — bezoterový guľový mlyn, 9 — vibračný triedič, 10, 11, 12 — produkty úpravy, 13 — odpad

Fig. 1. Flowsheet of final beneficiation steps (three stage attrition scrubbing) of pre-washed limestone rock from Gombasek. 1 — feed, 2 — attrition scrubbers (rubber lined ball mills without ball charge), 3 — vibrating screen (150 mesh), 4 — jaw crusher, 5 — vibrating screen, 6 — cone crusher, 7 — roll crusher, 8 — rubber lined ball mill with flint ball charge, 9 — vibrating screen, 10, 11, 12 — products of beneficiation, 13 — final tailing to waste.

kostupňovou oterkou samomletím za mokra s postupným oddeľovaním a triedením kalu (0,1 mm) po oterke. Princíp spočíva v tom, že sa pri postupnom drvení horniny na menšie zrno uvoľňujú vždy nové plochy s povlakom oxidov Fe a tie sa pri oterke samomletím z povrchu uvoľňujú a prechádzajú do kalu.

Ideovú schému pri dodatočnej úprave praneého vápenca z lokality Gombasek uvádzame na obr. 1. Na úpravu sme použili praný vápenec z lokality Gombasek zrnitosti 75—125 mm a s nasledujúcim chemickým zložením: CaCO_3 98,17 %, Fe_2O_3 0,124 %, Al_2O_3 0,15 %, SiO_2 0,25 %, MgO 0,56 %. Trojstupňovú oterku samomletím sme robili v guľovom mlyne (bez guľovej náplne) za mokra pri pomere pevnej fázy (vápenec) k vode 1 : 0,5 s postupným zmenšovaním zrna až pod 6 mm. Medzi oterkami sme odtriedovali červenohnedý kaľ (0,1 mm) na vibračných vodou sprchovaných sítiach. V konečnej fáze sme získali produkt oterky zrnitosti 0,1—0,6 mm s hmotovým výnosom 50 % a nasledujúceho chemického zloženia: CaCO_3 99,0 %, Al_2O_3 0,01 %, Fe_2O_3 0,014 %, SiO_2 0,06 %, MgO 0,56 %.

Účinnosť tejto náročnej úpravy dokumentujú aj nasledujúce hodnoty: stupeň zníženia obsahu Fe_2O_3 88,71 % a stupeň zníženia škod-

livín ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$) 94,27 %.

Horčík sa viaže izomorfne v kalcite a obsah MgO týmto postupom znížiť nemožno.

Produkt úpravy sa ďalej domieľal v bezotetorovom zariadení (pogumovaný guľový mlyn s pazúrikovou náplňou) a triedením sa získal sklársky vápenec zrnitosti 0,10—0,56 mm v hmot. výnose 33 %. Produkt pod 0,10 mm sa triedil na hydrocyklóne. Prepad z hydrocyklóna v zrnitosti pod 0,04 mm a hmot. výnose 40 % sa skúšal ako plnivo.

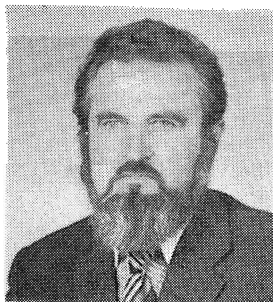
Upravený vápenec zrnitosti 0,10—0,56 mm sa aplikácie odskúšal vo Výskumnom ústave úžitkového skla v Novom Bore a Stredoslovenských sklárňach Poltár. Skúšky preukázali, že na výrobu krystalového skla a optického skla vyhovuje.

Produkt z hydrocyklónu zrnitosti pod 0,04 mm sa skúšal v Skloplaste Trnava. Z výsledkov vyplynulo, že na niektoré druhy prepregov (ako plnivo na sklolamináty) by ho bolo možno používať (jemnosťou nedosahoval parametre obdobného zahraničného výrobku Milicarb). V súčasnosti Skloplast Trnava hľadá dodávateľa schopného upraviť vápenec na takúto kvalitu.

*Geologický prieskum
Aplikovaná technológia nerastných surovín
Košice*

Na päťdesiatiny Ing. Andreja Džuberu

Plný elánu, životného optimizmu, príznačnej dobrosrdečnosti a v dobrom zdraví oslávil vo februári svoje päťdesiate narodeniny Ing. Andrej Džubera, vedúci geologickej oblasti Geologického prieskumu v Košiciach.



Narodil sa 4. februára 1933 v Hostoviciach v Humenskom okrese. Krásne horské prostredie rodného kraja už od mladých liet vzbudzovalo v ňom veľký vzťah k prírode a neskôr aj k prírodným vedám, a tak po maturite na Gymnázium v Humennom začal roku 1952 študovať na Baníckej fakulte VŠT v Košiciach. Zaujala ho najmä ložisková geológia, ktorú v rokoch 1953—1958 úspešne študoval na jednej z najstarších baníckych vysokých škôl v ZSSR, v Dnepropetrovsku. Tam získal aj titul banského inžiniera v špecializácii geológia a prieskum nerastných surovín.

S pevným predsavzatím prispieť k rozvoju Východoslovenského kraja nastúpil Ing. Andrej Džubera 15. júla 1958 do služieb Geologického prieskumu na pracovisko vo Vranove nad Topľou. Svoje odborné vedomosti z ložkovej geológie mohol hneď využiť pri archívnom hodnotení ložiska Bindt a navrhol spôsob ďalšieho hĺbkového prieskumu sideritových žíl.

V rokoch 1959—1969 sa jubilant intenzívne venoval vyhľadávaniu kamennej soli (na výrobu umelých hnojív), a najmä možnému

pokračovaniu soľonosného prešovského súvrstvia na východ od Slanských vrchov, ako aj výskytu soli v mladších neogénnych súvrstviach. Výsledky jeho úspešnej práce potvrdzuje nájdenie a priestorové overenie okolo 1 miliardy t kamennej soli. Dokumentuje to záverečná správa Zbudza — soľ, vyhľadávací prieskum, Zbudza — soľ, predbežný prieskum, Zbudza II a Vranov — soľ.

Vyhľadávania ortuti v paleogéne bolo obdobím (1954—1971) rýchleho odborného rastu jubilanta a cieľavedomého odhaľovania zákonitostí lokalizácie Hg mineralizácie v rozličných faciálnych vývoch paleogénu. Potvrdil jej spätosť aj s významnými zlomovými pásmami, v ktorých okolí a na ktorých sa Hg koncentruje vo vhodnom litologickom prostredí. Poznatky zhrnul v záverečnej správe Ladomirov — Michajlov, ortutnaté rudy.

Už počas vyhľadávania ortuti sa jubilant musel venovať aj neovulkanitom ako možnému zdroju Hg mineralizácie, preto presadzoval, aby sa sformovala skupina orientovaná na neovulkanity východného Slovenska, a roku 1965 sa stal jedným z jej zakladajúcich členov.

Bohaté skúsenosti z prieskumu ložísk zužitkoval Ing. Andrej Džubera ako expert na Kube pri vyhľadávaní a prieskume žiaruvzdorných chromitových rúd, ktorých ťažba bola v čase jeho príchodu pre nedostatočnú zásobu zastavená. Počas jeho takmer štvorročného pôsobenia sa prehodnotili všetky výskyty chromitu vo východnej časti Kuby a bol predložený návrh na ich prieskum a ťažbu. Jubilant ako popredný odborník v tejto problematike bol aj odborným poradcom ministerstva hút a ťažkého strojárstva pri uzatváraní dohôd o dovoze žiaruvzdorných chromitov pre naše podniky.

Po návrate z Kuby sa jubilant stal roku 1975 vedúcim geologickej oblasti v Košiciach

a túto funkciu vykonáva dodnes. Je neúnavný pri vytváraní dobrých pracovných podmienok a medziľudských vzťahov. Odzrkadľuje sa to v ustavične rastúcej odbornej úrovni pracovníkov geologickej oblasti a v ich významnom podiele na rozvoji slovenskej geológie.

Úspešnú prácu oblasti pod vedením jubilanta ocenila roku 1977 aj vláda ČSSR a Ústredná rada odborov vyznamenaním Vynikajúci kolektív a Ing. Andrej Džubera dostal v roku 1975 a 1980 vyznamenanie Zaslúžilý pracovník podniku I. a II. stupňa a Najlepší pracovník SGÚ.

Jubilant napriek svojej zodpovednej funkcii využíva vlastnú odbornosť a skúsenosti aj pri plnení úloh geologickej oblasti, napr. pri úlohe Košice-okolie, tehly, Východné Slovensko-juh, piesky, Fichtenhübel — Cu-Fe rudy. Vyzdvihujeme aj jeho činnosť v rade politických a spoločenských organizácií, ktorá bola viac ráz ocenená.

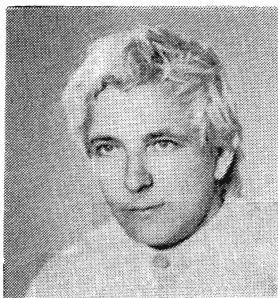
Je dlhoročným spolupracovníkom časopisu Mineralia slovaca ako prekladateľ zo slovenčiny do ruštiny a španielčiny.

V mene kolektívu pracovníkov Geologického prieskumu, ako aj celej geologickej verejnosti želáme jubilantovi Ing. Andrejovi Džuberovi pevné zdravie, dobrú pracovnú aj osobnú pohodu, zachovanie si obdivuhodného optimizmu a vytrvalosť v činnosti na prospech geológie Slovenska.

Ján Bartalský

Ing. Mikuláš Ingr päťdesiatročný

V kronikách geologických periodík sa stále častejšie objavujú mená jubilantov generácie, ktorá svoju profesionálnu prípravu absolvovala v päťdesiatych rokoch. Toto obdobie sa právom označuje ako novodobá renesancia geologických vied. Vtedy v kvalitatívne novej výchovno-vzdelávacej sústave vyrástla bohatá generácia geológov, ktorá sa potom hneď po



násťte do praxe nadšene zúčastňovala na formovaní socialistických základov československej geológie a neskôr významne prispela k jej rozvoju. Nie je našou úlohou bilancovať celú túto etapu našej vedy, ale pripomenúť aspoň tých, čo v refazci jej úspechov tvoria ohnivé, lebo svoj um, energiu a statočnú prácu venovali na prospech spoločnosti.

Z tejto generácie do rodiny päťdesiatnikov vstúpil aj popredný pracovník inžinierskej geológie a geotechniky Ing. Mikuláš Ingr. Narodil sa 6. decembra 1932 vo Vacenovicích, stredoškolské štúdiá absolvoval roku 1951 na Gymnázium v Strážnici a vysokoškolské na Vysoké škole banskej v Ostrave roku 1955. Potom ako inžiniersky geológ nastúpil do Ústavu stavebnej geológie v Žiline. Prax v tom čase vyžadovala dobrú odbornú prípravu, ale aj univerzálnosť, a teda aj riešenie úloh širšieho odborného spektra. Preto aj jubilantova činnosť za viac ako štvrtstoročie má široký záber. Spočiatku riešil aj hydrogeologické otázky obyčajnej vody, ale ťažiskom jeho pôsobnosti boli a zostali úlohy inžinierskej geológie. Jeho činnosť vyústila až do riadiacej funkcie odborného geológa pre inžiniersku geológiu v n. p. IGHP. Nemožno tu uviesť všetky úlohy, ktoré jubilant riešil. Spomenieme aspoň prieskum v súvislosti s vodnými dielami na Orave (Polhora, Krivá — D. Lehota), energetickým využívaním dolín Západných Tatier (Tichá, Kamenistá, Koprová, Račková, na rieke Ciroche, ďalej v povodí Hrona medzi Breznom a Banskou Bystricou), vodným dielom Senné, Suché Brezovo, Tisovník v neovulkanitoch Krupinskej vrchoviny, ako aj mnohé prieskumy súvisiace už s hotovými vodnými dielami, priemyselné občianske stavby a i. Z nich aspoň niektoré: vodná nádrž pod Bukovcom, zosuny na Lipovskej Mare, derivačné kanály a geologický dozor na hydrocentrále Mikšová a Hričov, inžinierskogeologické mapy na urbanistické ciele 1 : 5000, list Ilava a Vrútky.

Od 60. rokov sú to aj prieskumy zosuvných území a inžinierskogeologické mapovanie pre potreby sanácie, urbanizmu a riešenia kalamitných situácií, ako napr. zosun na predstaveckom záreze derivačného kanála, v Handlovej, Ľubietovej, priehrada v Hriňovej a i. Vari niet geologického regiónu v Západných Karpatoch, ktorého by sa odborná činnosť jubilanta nedotýkala. Zo svojej funkcie odborne usmerňoval úlohy štátneho rozpočtu hospodárskych jednotiek súvisiace s regis-

stráciou, prieskumom a sanáciou vybraných zosuvných území Slovenska, ako aj s tvorbou inžinierskogeologických ~~máp~~ významných národohospodárskych oblastí Slovenska. Je príslovečné, že každý problém rieši jubilant zodpovedne, na vysokej odbornej úrovni, s citom pre inžiniersku geológiu a plne rešpektuje požiadavky a možnosti praxe. Svoje skúsenosti nezištne odovzdáva mladšej generácii dobrou radou, kritickými postrehmi, rozvážnym a zodpovedným prístupom k práci, ale najmä osobným príkladom — vždy s typickou skromnosťou. Poznatky a skúsenosti zúročil jubilant aj v publikačnej činnosti. Kus práce vykonal aj v Slovenskej geologickej spoločnosti organizovaním odborných seminárov alebo ako člen oponentskej rady výskumnej úlohy štátneho plánu II-4-7 Modely

horninových masívov a ich hodnotenia.

Odbornú fundovanosť a záslužnú prácu jubilanta ocenila aj spoločnosť. Ako popredného špecialistu ho roku 1978 IGHP Žilina poverila funkciou vedúceho odboru pre inžiniersku geológiu a geotechniku. Vedenie podniku a Slovenský geologický úrad ohodnotili jeho zásluhy a roku 1978 mu udelili vyznamenanie Najlepší pracovník rezortu SGÚ a roku 1982 Zaslúžilý pracovník rezortu SGÚ a Zaslúžilý pracovník podniku.

Pri príležitosti päťdesiatych narodenín Ing. Mikuláša Ingra srdečne pozdravujú všetci jeho spolupracovníci a priatelia. Želajú mu pevné zdravie, úspechy v ďalšej práci a v osobnom živote.

Pavel Tkáčik

Milan Slivovský

Zivotné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti

V roku 1983 sa dožívajú životného jubilea nasledujúci členovia Slovenskej geologickej spoločnosti: RNDr. L. Ivan, CSc. (9. 8. 1913), univ. prof. dr. M. Kuthan, CSc. (13. 9. 1913) — sedemdesiatročné jubileum; doc. RNDr. J. Húsenica (19. 11. 1923) — šesťdesiatročné jubileum; RNDr. Š. Bajaník, CSc. (16. 8. 1933), RNDr. Z. Barkáč (15. 11. 1933), RNDr. J. Beňka, CSc. (6. 3. 1933), RNDr. A. Bilíková, CSc. (27. 11. 1933), P. g. J. Bohovicová (22. 3. 1933), RNDr. Š. Dávidová, CSc. (18. 8. 1933), RNDr. E. Dobra (9. 8. 1933), Ing. A. Džubera (4. 2. 1933), RNDr. J. Harcek (13. 5. 1933), doc. RNDr. D. Hovorka, CSc. (22. 8. 1933), RNDr. E. Kačník (21. 2. 1933), P. g. E. Máriányová

(24. 4. 1933), RNDr. P. Ostrolucký (28. 7. 1933), RNDr. František Regásek, CSc. (2. 10. 1933), RNDr. M. Slavkay, CSc. (22. 7. 1933), Ing. R. Slovák (15. 1. 1933), P. g. T. Šinály (23. 5. 1933), RNDr. M. Šubjaková (16. 9. 1933), Ing. J. Vavro (16. 8. 1933), RNDr. J. Veselský, CSc. (17. 12. 1933), doc. RNDr. M. Zafko, CSc. (9. 8. 1933) — päťdesiatročné jubileum.

Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti a celá geologická pospolitosť želajú jubilantom do ďalšej činnosti mnoho tvorivých síl a dobré zdravie.

Ondrej Samuel

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 15, číslo 2, apríl 1983.

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

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51. Košice, tel. 209 53. 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 14. 4. 1983.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent 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 A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1983.

Vysoko mineralizovaná voda typu NaHCO_3
v kúpeľoch Nimnica

Highly mineralized waters of sodium
hydrogen carbonate type in the Nimnica
163 spa (West Slovakia)

Kamil Vrana — **Stanislav Gazda**

Orientačné stanovenie intenzity chemickej
denudácie v oblasti kryštalinika Malých
Karpát

Rough estimation of the intensity of che-
mical weathering in the crystalline of the
169 Little Carpathians

DISKUSIA

DISCUSSION

Rudolf Rudinec

Geologická stavba sobranceckej kladnej
gravimetrickej anomálie a jej perspektív-
nosť na výskyt ropy a plynu

Geological structure of the Sobrance po-
sitive gravimetric anomaly and its per-
spectives for crude oil and gas accumu-
175 lations

METODIKA VÝSKUMU

METHOD OF INVESTIGATION

Stanislav Rapant — Kamil Vrana

Jednotné posudzovanie klimatických pod-
mienok odberu vzoriek vody

Unified assessment of climatic conditions
185 during water sampling

AKTUALITA

NEW

Kozáč Ján — Rusňák Dušan

Možnosti získať vápenec vysokej čistoty

Possibilities of producing high chemical
187 purity limestone Csefnstl

KRONIKA

CHRONICLE

Ján Bartalský

Na päťdesiatiny Ing. Andreja Džuberu

To the fifty years of Dipl. Eng. Andrej
189 Džubera

Pavel Tkáčik — Milan Slivovský

Ing. Mikuláš Ingr päťdesiatročný

190 Fifty years of Dipl. Eng. Mikuláš Ingr

Ondrej Samuel

Životné jubileá členov Slovenskej geolo-
gickej spoločnosti

Life jubilees of members of the Slovak
191 Geological Society

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Zdeněk Kukal

Pouště v současnosti i geologické historii

Deserts in recent time and in the geolo-
155 gical history

Eva Planderová

Prvý seminár paleontologickej odbornej
skupiny pri SGS

The first seminary of the Paleontological
Special Group at the Slovak Geological
156 Society

Kamil Vrana

IV. celoštátny hydrogeologický seminár

183 Fourth National Hydrogeological Seminary

RECENZIE

BOOK REVIEW

Kamil Vrana

T. Pačes: Voda a Země

128 T. Pačes: Water and Earth

Karol Siegl

R. Mejson: Petrologija metamorfičeskich
porod

R. Mejson: Petrology of metamorphic
167 rocks

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

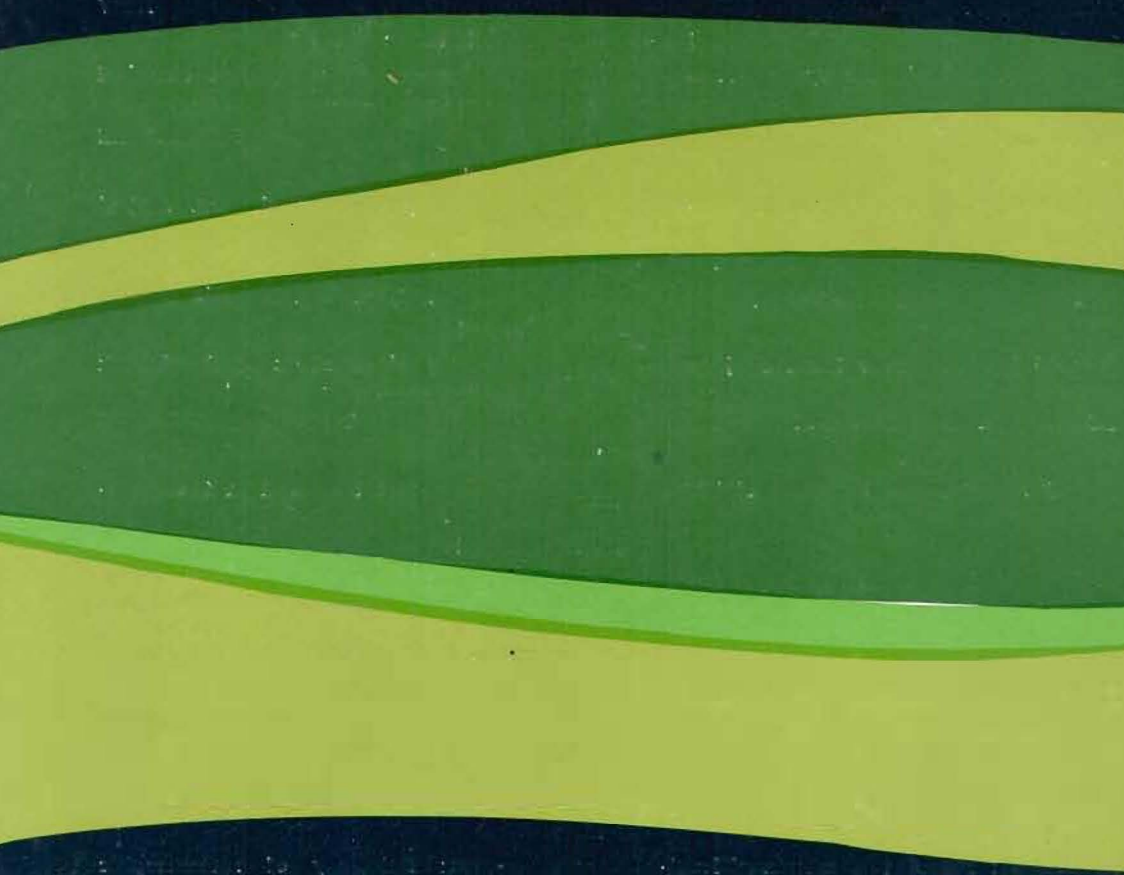
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the page features a large, abstract graphic design. It consists of several thick, wavy, horizontal bands of color. The colors are various shades of green and yellow, creating a layered, organic effect that resembles geological strata or a stylized landscape. The bands are set against a dark, textured background.