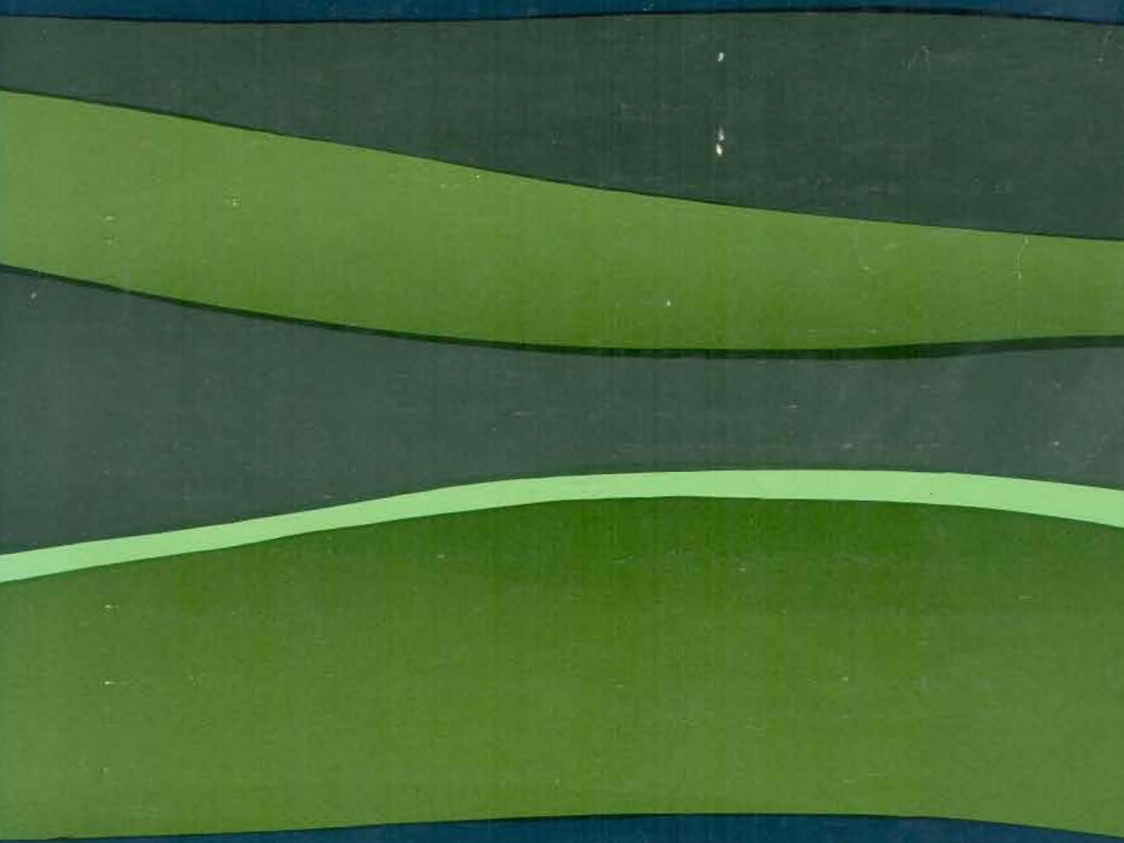


MINERALIA SLOVACA

12

1980

6



Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA.

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
RNDr. Jozef CVERCKO, CSc.
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.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

D. Hovorka — K. Dubiková — H. Gerthofferová — E. Šamajová — J. Turan

Serpentinové minerály ultramafických
telies Západných Karpát. I — Telesá
v mezozoiku gemerika

Serpentine-group minerals of the Wes-
tern Carpathians ultramafics. I — Bo-
dies of the Gemeride Mesozoic

Rudolf Rudinec

Možnosti výskytu ropy a plynu v pred-
neogénnom podloží východoslovenskej
neogénnej panvy

Possibilities of oil and gas occurrences
in the pre-Neogene basement of the
East Slovakian Neogene basin

B. Cambel — F. Žukov — D. Savčenko

Генетические и изотопно-геохимические
особенности формирования колче-
данных руд в Малых Карпатах

Genetic and isotope-geochemical pecu-
larities of pyrite ore genesis in the Malé
Karpáty Mts. (Western Slovakia)

Milan Klago

Nové zdroje minerálnej vody v Gánov-
ciach

New sources of mineral water at the
Gánovce locality (Eastern Slovakia)

METODIKA VÝSKUMU

METHODS OF INVESTIGATION

Jaroslav Abelovič — Ján Otepka

Svahové pohyby územia Hlohovec —
Sereď a problematika ich geodetického
sledovania

Slope movements in the Hlohovec —
Sereď area (Western Slovakia) and
problems of their geodetical control

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Mineralia slov.
12 (1980), 6, 481—505

Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I — Bodies of the Gemeride Mesozoic

D. HOVORKA*, K. DUBÍKOVÁ**, H. GERTHOFFEROVÁ*, E. ŠAMAJOVÁ*,
J. TURAN*

* Geological Institute of the Faculty of Sciences, Comenius University, Zadunajská 15,
811 00 Bratislava

** Department of Petrography of the Faculty of Sciences, Comenius University,
Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava



IGCP Project No. 39
OPHIOLITES

(23. Figs in text)
Received 19. 2. 1980



Серпентиновые минералы ультраосновных тел Западных Карпат. I. — Тела в мезозойских отложениях

Основную часть материала серпентинизированных ультраосновных тел гемеридного мезозоя представляют lizardite и chrysotile. Они присутствуют в разном отношении. Пржилки и дислокации заполнены lizarditom и хризотилом (или их смеси); Волокнистые жильные серпентины представляют хризотилы. В ультраосновном теле при Якловцах в прожилках вместе с клинохризотилом был установлен и волокнистый брусцит (немалит).

Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I — Bodies of the Gemeride Mesozoic

Considerable part of serpentinized ultramafic bodies in the Gemeride Mesozoic is built by lizardite and chrysotile. The share of both minerals varies. In the filling of thin veins and veinlets, lizardite, chrysotile or their mixtures were stated. The fibrous serpentine is formed by chrysotile. From a vein filling in a body near Jaklovce, even fibrous brucite (nemalite) has been identified together with clinochrysotile.

This contribution to the IGCP Project No. 39 is presented in accordance with the National Project dealing with the problem of ophiolites and similar rock complexes.

Introduction

In the Western Carpathians, ultramafics occur in several geological and stratigraphical units: *a*) in metamorphic complexes and rarely in plutonites of Late Proterozoic to Early Paleozoic age, *b*) in the Early Paleozoic of the Gemerides, *c*) in the Late Paleozoic of the Gemerides, *d*) in the Mesozoic of several Gemeride tectonic units (the Meliata group and Mesozoic sequences at the northern side of the Volovec anticlinorium). Differences in the geological structure and position mirrored also in the serpentinization degree and in the intensity of metamorphic recrystallization of original ultramafic rocks characterized comprehensively in D. Hovorka's (1977, 1978) papers. Ultramafic bodies in the Gemeride Mesozoic constitute members of an "incomplete ophiolite series" (D. Hovorka 1976, 1979) of this unit. The high degree of serpentinization and only sporadic occurrences of weakly serpentinized portions characterize the investigated bodies.

Characteristics of the investigated samples

Disregarding the bodies located in the SW part of the Košice basin (Hodkovce — Paňovce — Komárovce) where minerals of the serpentine group associate with relics of primary silicates and with minerals of

the spinel group together with hypergenous alternation products (carbonates, hydrates and iron oxides, clay minerals, chlorites, talc, silica minerals a. o., see J. Zlocha 1973, D. Hovorka — I. Rojkovič 1975), minerals of the serpentine group predominate in the composition of ultramafic bodies of the Gemeride Mesozoic. In the absolute majority of cases, their portion varies in single bodies in the 80—98 p. c. range. Their morphology, colour and mode of occurrence are also variables.

Rock-forming serpentine creates the predominating mass of single ultramafic bodies. The samples studied were aphanitic and at places with well expressed conchoidal fracture. Hues of the serpentine mass vary between black-greyish, black-greyish to green, light green or greyish light-green. The distribution of the colour is homogenous or heterogenous ("spotted"). For light coloured sample the presence of green (metamorphic) garnet with variable Cr_2O_3 content is characteristic at places (E. Fediuková et al. 1976).

Large-flaky "bastite" occurs in aphanitic mass of serpentinite rock as blastoporphyrlic flakes attaining 5 mm but sporadically up to 7—8 mm sizes. These paths have been described as "bastite" (i. e. coarse flaky antigorite pseudomorphs after rhombic pyroxene).

The flakes are of bright green colour gaining after weathering (leaching) a silver white tint.

Fibrous vein serpentine. The fibrous vein type of chrysotile (chrysotile asbestos) represents a characteristic and economically significant type of the serpentine group minerals. They form parallel stockworks (Fig. 1) and networks (Fig. 2) in the host ultramafite. The vein chrysotile distribution within single bodies is of heterogenous nature. In the serpentinite body at Dobšiná and also in some other bodies, locally increased accumulations of chrysotile veins occur. The thickness of veinlets is also variable reaching 10 mm.

Crusts and fillings of dislocations. In the ultramafic body at Danková, in the Dobšiná quarry and in other bodies, veinlets and crusts confined to shear planes occur. Their thickness varies reaching 3 mm and, sporadically, even 5 mm. The vein filling or the dislocation mass is brittle, of platy to splintery parting and hard, generally of pea-green or yellow-green colour.

"Deweylite". The filling in veins and in irregular nests in the ultramafic body near Sedlice, identified by J. Kantor (1955) as deweylite, differs from the previous types. By naked eye, the milky-white colour of the filling shows locally a greenish tint and the vein fabric has, at

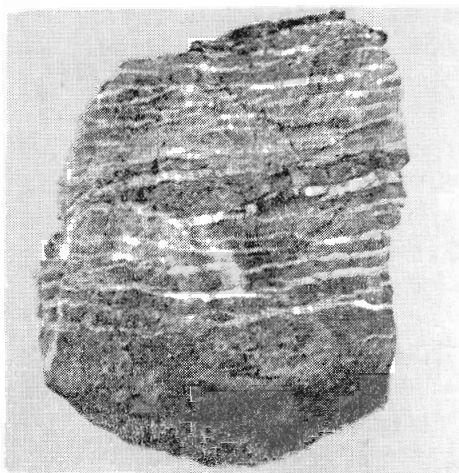


Fig. 1. System of parallel chrysotile veinlets. Dobšiná, quarry. $\frac{1}{2}$ of real size
Obr. 1. Systém paralelných žíliak chrysotilu. Dobšiná, lom. $\frac{1}{2}$ skut. veľkosti

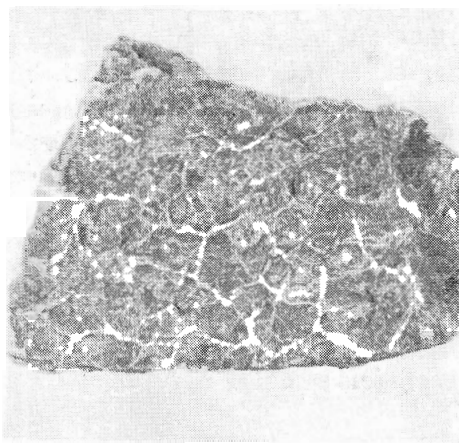


Fig. 2. Chrysotile veinlets of the "net" type. Dobšiná, quarry. $\frac{1}{2}$ of real size
Obr. 2. Žilky chrysotilu typu „sieťka“. Dobšiná, lom. $\frac{1}{2}$ skut. veľkosti

places, radial structure (Fig. 3). In view of the uncertainty about the existence of deweylite as an independent mineral species, we

attempted the reidentification of minerals in this vein filling.

Brucite creates yellowish to green fibrous and columnar mass in the filling of up to 5 cm thick veinlets in the serpentinite rock at the Švablica ridge S from Jaklovce village.

Laboratory technique used for the identification of minerals of the serpentine group

For further investigations, single samples were thoroughly separated under binocular microscope. The procedure aimed particularly at the separation of magnetite, olivine and pyroxene relics. The samples with minerals of the serpentine group were divided according to the morphology and mode of occurrence into the groups described above. The identification of minerals was made using X-ray and thermic gravimetric analysis, refractive index measurements and, accounting for the mineral grain morphology, applying transmission electron microscope scanning.

X-ray analysis

Powder diffraction records were made under equal conditions using the Mikrometa II device with GON-3 goniometer (Cu_K radiation = 0.154433 nm, Ni-filter, 35 kV voltage, 14 mA current, diaphragms 2, 3, impulse number $1,000 \text{ s}^{-1}$, time

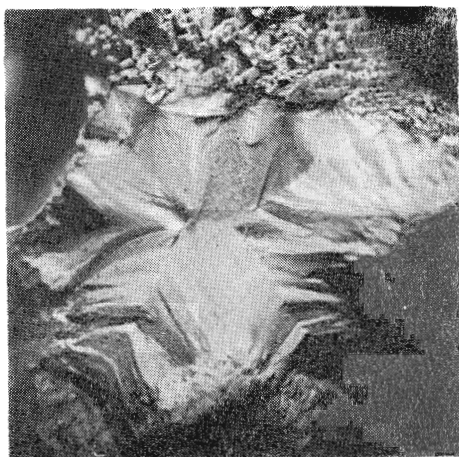


Fig. 3. Radial structure of "deweylite" (= chrysotile + lizardite admixture). Sedlice, Skalka. Real size
Obr. 3. Radiálna stavba „deweylitu“ (= chryzotil + prímes lizarditu). Sedlice, Skalka. Skutočná veľkosť

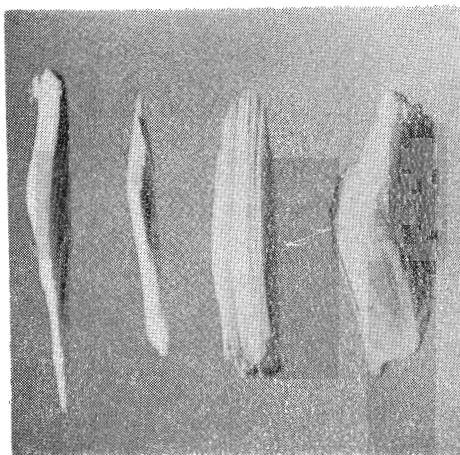


Fig. 4. Brucite (nemalite) + chrysotile from the veinlet. Ridge Švablica south of Jaklovce. Real size
Obr. 4. Brucit (nemalit) + chryzotil zo žilky. Hrebeň Švablica na J od Jakloviec. Skutočná veľkosť

constant 1, shift of the goniometre arm $1^\circ \cdot \text{min}^{-1}$, shift of the record label $600 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$). Planar slices of separated samples were prepared by pressing the powdered samples into the sample container or, at fibrous modifications, by means of smear mount on glass. Diffraction record registered the $8\text{--}64^\circ$ range of 2θ .

Minerals of the serpentine group represent structural analogue of kaolinite giving very similar diffraction records with well expressed basal reflexes (002) and (004). For the identification of single minerals in the serpentine group, criteria of the structural analysis according to E. J. W. Whittaker — J. Zussman (1956) were applied.

Thermic analysis

Thermic analysis was made on the same sample set as in the case of X-ray investigations. Thermic analyses were operated on the MOM Budapest derivatograph (System F. Paulik — J. Paulik — D. Erdely). From numerous data dealing with results of thermic investigation of serpentine group minerals, we relied upon the papers of V. Kouřimský — V. Šatava (1954), E. J. W. Whittaker — J. Zussman (1965), G. T. Faust — J. J. Fahey (1962), P. M. Tatarinov et al. (1967), J. Kostov (1971), V. A. Pugin et al. (1971) and V. P. Ivanova et al. (1974). On the basis of DTA

curves, the determination and differentiation of chrysotile and lizardite from antigorite is reliable.

V. P. Ivanova et al. (1974) divided the minerals of the serpentinite group according to the nature of water release during heating into serpentine group with well oriented structure and that of with weakly oriented structure. Minerals of the serpentine group with well oriented structure release the hydroxyl water at higher temperature than those with weakly oriented structure. Hydroxyl water is liberated in two stages during the heating. Within $600\text{--}800^\circ\text{C}$ temperature range the substantial part of water (11–12 p. c.) releases whereas between $800\text{--}900^\circ\text{C}$ the remaining part becomes liberated. Minerals of the serpentine group with weakly oriented structure release their water content by a leap displayed by a small endothermic peak on the DTA curve within the $800\text{--}830^\circ\text{C}$ temperature range (Fig. 5). In the case of minerals with well oriented structure this endothermic reaction lacks.

Morphological analysis by transmission and scanning electron microscope

For the investigation of morphological features of serpentine group minerals, the Tesla BS 242 transmission electron microscope with acceleration potential of 60 kV has

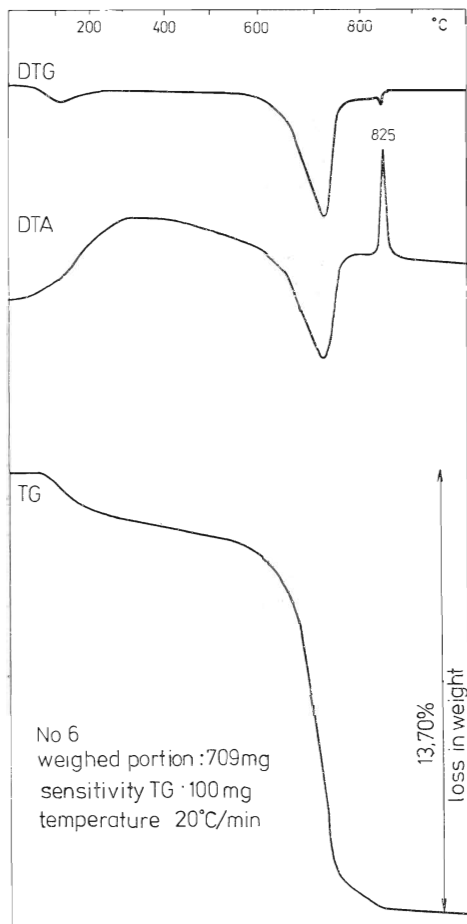


Fig. 5. Example of DTA pattern of a well oriented serpentine structure (sample 6, Dobšiná — quarry)

Obr. 5. Příklad prejavy DTA slabo usporiadanej štruktúry serpentínu (vzorka 6, Dobšiná, lom)

been used. Exposition times were 2—4 seconds and magnification was 7,000 $\times$. We compared the results with data in the atlas of electron micrographs of H. Beutelspacher — H. W. van der Marel (1969) and also with data of J. A.

Gard (1971). The slices were prepared using the dispersion method (distilled water and sample). Particle outlines on micrographs may be sharp angular or rounded, the outline shape indicating more or less the crystallinity degree of the object. Contrast range indicates the degree of permeability. In the rule, thick particles absorb the electrons and thus appear darker on the electron micrographs.

Analytical results

“Rock-forming” serpentines (samples No. 6, 8, 9, 10, 11, 12, 16, 18, 19) are, in most of cases, composed by lizardite and chrysotile in variable quantities. The mixture of lizardite and chrysotile gives diffraction record of an intensive disjoint reflex of (202) with 2θ value = 36° for lizardite and 2θ = 36.8 — 37° for chrysotile. Even the position of the less intensive reflex (204) with value of d = 0.204 nm for chrysotile and d = 0.214 nm for lizardite belongs to diagnostic features of their differentiation. In some cases, these reflexes are absent on records as it is by the sample No. 8 (Fig. 6) or No. 6, 9, 10 and 19.

Results of thermic and optical investigations on samples of this group do not reveal considerable differences. They consist mostly of mineral aggregate of the serpentine group with imperfectly oriented structure according to the criteria

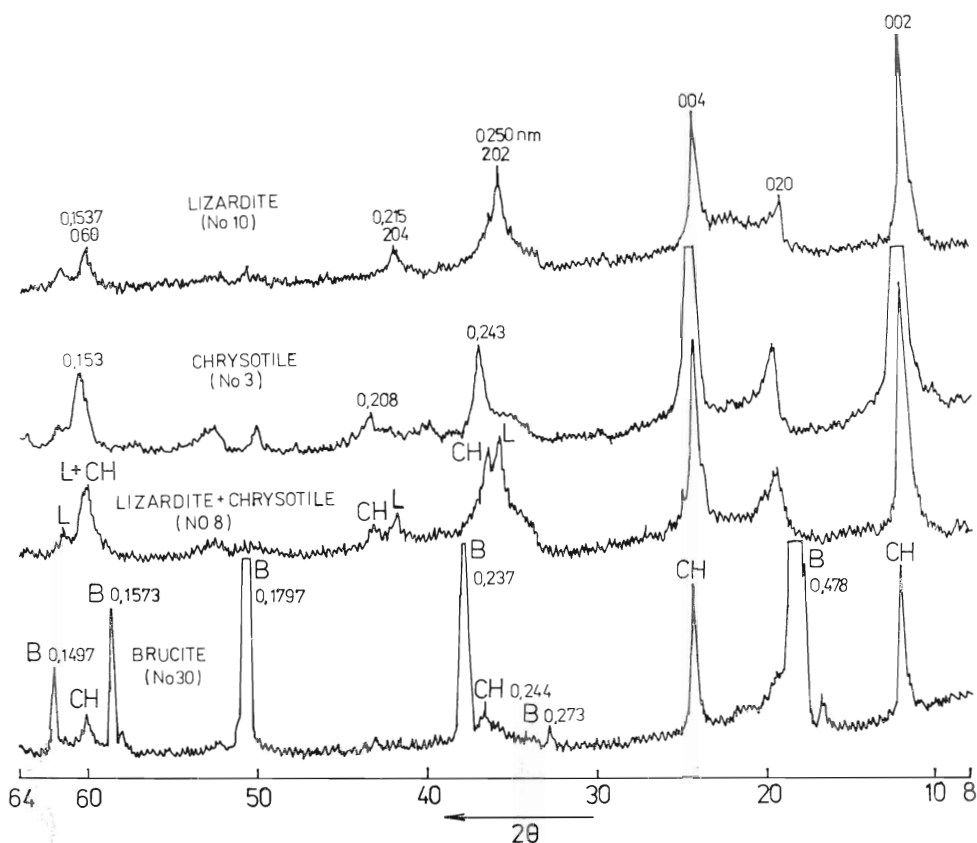


Fig. 6. Powder diffraction records of samples 10, 8, 3, 30
 Obr. 6. Práškové difrakčné záznamy vzoriek 10, 8, 3, 30

proposed by V. P. Ivanova et al. (1974) and, only in rare samples (No. 10 and 11), well oriented structures occur. Samples No. 12, 16 and 18 represent transitional types. Aggregates with weakly oriented structure (No. 6, 8, 9 and 10) revealed the highest loss of water by heating and their DTA curves show always perfectly shaped exothermic peaks in the 800–850 °C temperature range (e. g. sample No. 6, Fig. 5).

On the electron micrographs of these samples, chrysotile appears in separate fibers or liber bunches twisted between lizardite flakes. The latter are compact and dark, impermeable for electrons. The chrysotile/lizardite ratio varies: in the sample No. 6 chrysotile predominates whereas in sample No. 16 (Fig. 7) lizardite is present in higher amount. The TEM photo of the sample No. 10 (Fig. 8) is interesting since it shows flakes up to plates

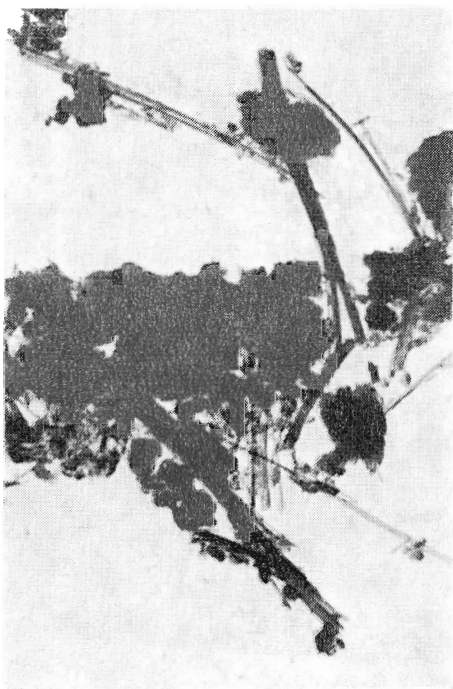


Fig. 7. Lizardite prevalences (for electrons impermeable tabular particles) over chrysotile (sample 16, Jaklovce). Magnif. 7000 $\times$, TEM

Obr. 7. Prevaha lizarditu (pre elektróny nepriepustné tabuľkovité častice) nad chryzotilom (vzorka 16, Jaklovce). Zväčš. 7000 $\times$, TEM

of lizardite with irregular outlines. Probably, the morphology of the larger particle was disturbed during the preparation of the slice. It should be emphasized that, comparing with other samples, this is a lizardite type of different morphology (Fig. 7). The flaky shape of the lizardite in sample No. 10 is visible also in Fig. 9.

Large-flaky "bastite" (sample No. 7 and 15). Diffraction records

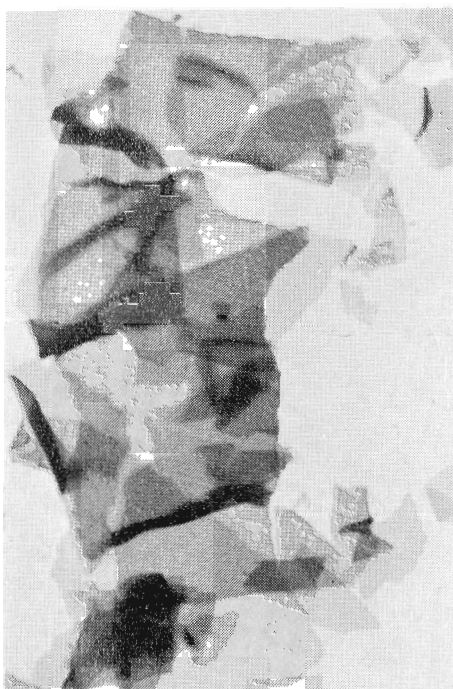


Fig. 8. Irregularly confined leafy lizardites (sample 10, Jaklovce). Magnif. 7000 $\times$, TEM

Obr. 8. Nepravidelne obmedzené listovité lizardity (vzorka 10, Jaklovce). Zväčš. 7000 $\times$, TEM

of both samples are rather similar. The sample N. 7 (Fig. 10) consists of mainly lizardite with small chrysotile admixture while the large flaky type of serpentine in the sample No. 15 belongs to lizardite according to the position of the (202) and (204) reflexes (Fig. 11). Derivatograph records are practically the same due to the similar course of both exothermic and endothermic reactions and also by the water content. According to

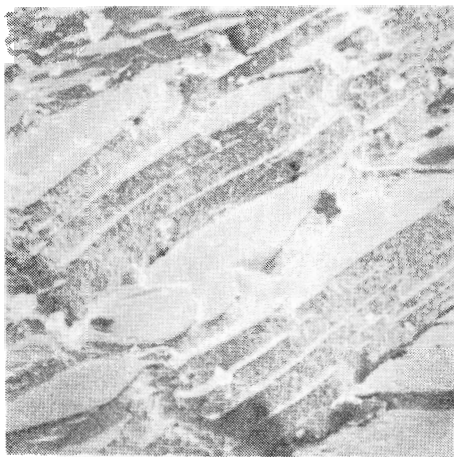


Fig. 9. Coarse-flaky lizardite (sample 10, Jaklovce). Scanning microscope, magnif. 1000 $\times$
Obr. 9. Hrubolupenitý lizardit (vzorka 10, Jaklovce). Elektronový scan mikroskop, zvětš. 1000 $\times$

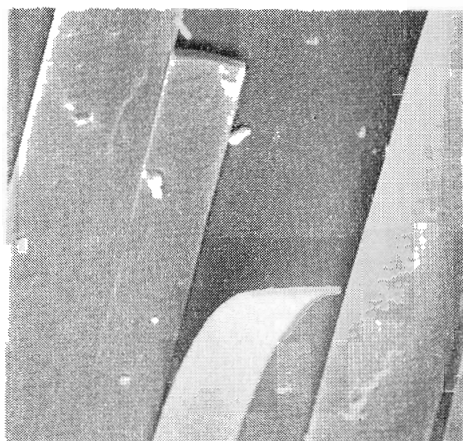


Fig. 10. "Bastite" (= lizardite) pseudomorph after rhombic pyroxene in serpentinite (sample 7, Hodkovce). Magnif. 21 $\times$, X nicols

Obr. 10. „Bastitová“ (= lizarditová) pseudomorfóza po romboickom pyroxéne v serpentinite (vzorka 7, Hodkovce). Zvětš. 21 $\times$, X nikoly

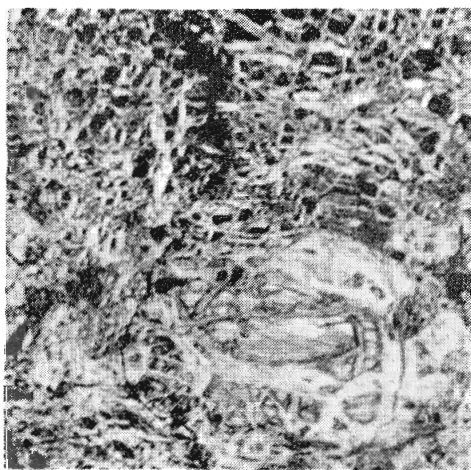


Fig. 11. Thin-lathy lizardite ("bastite"). Sample 15, Jaklovce. Scanning microscope magnif. 2500 $\times$
Obr. 11. Tenkodoštičkovitý lizardit („bastit“) — vzorka 15, Jaklovce. Elektronový riadkový mikroskop, zvětš. 2500 $\times$

these data and based on DTA results, the samples comprise lizardite with well oriented structure. The continuous release of the highest water contents found (3—4 p. c.) up to 600 °C characterizes these samples as well (Fig. 12). TEM scanning revealed flocculated lizardite in both samples (Fig. 13).

Fibrous vein serpentine (samples No. 17, 23, 24 and 25) yields the same diffraction records corresponding to chrysotile. This result was confirmed also from the positive HCl (1 N) test. According to thermic investigations, these samples represent serpentine of well oriented structure (Fig. 14) or a transitional type (Fig. 15). They all have high water contents, 14—14.5 weight p. c.

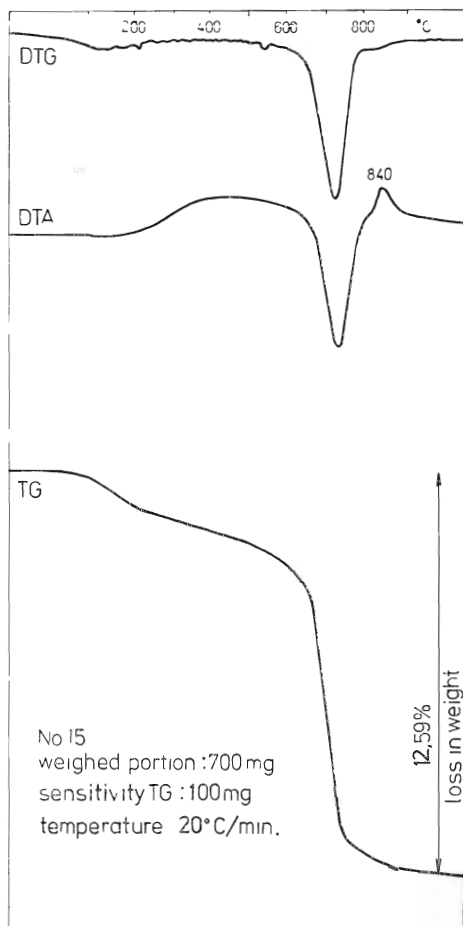


Fig. 12. DTA record of lizardite with well oriented structure (sample 15, Jaklovce)
Obr. 12. DTA záznam lizarditu s dobre usporiadanou štruktúrou (vzorka 15, Jaklovce)

in average, the main endo- and exothermic reaction temperatures being shifted towards higher values attaining almost the temperature limit that characterizes antigorites. The exothermic reactions are less intensive or lacking (sample No. 23 and 24). The main endothermic

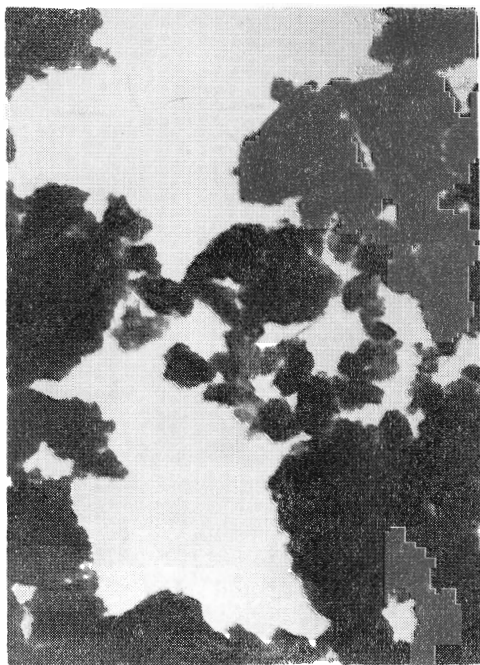


Fig. 13. Flocculated, for electrons impermeable lizardite (sample 7, Hodkovce). Magnif. 7000×, TEM
Obr. 13. Vločkovitý, pre elektróny nepriepustný lizardit (vzorka 7, Hodkovce). Zväčš. 7000×, TEM

peak is between 736—750 °C and the exothermic one between 825—840 °C. According to the results of optical investigations, the samples represent chrysotile. Refractive indexes are for N_α in the 1.494—1.527 range and for $N_\gamma = 1.539—1.551$, the birefringence value is 0.008—0.020. Also flakes of lower birefringent serpentine mineral, likely that of lizardite, appear in addition to chrysotile with a refractive index about 1.560 in the sample No. 25.

Electron micrographs are similar representing acicular to fibrous

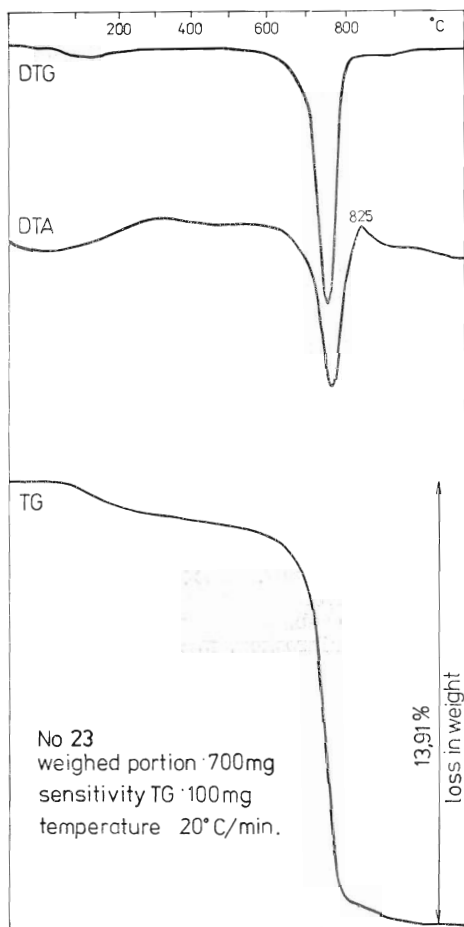


Fig. 14. DTA record of vein chrysotile with well oriented structure (sample 23, Dobšiná — quarry)
Obr. 14. DTA záznam žilného chryzotilu s dobre usporiadanou štruktúrou (vzorka 23, Dobšiná, lom)

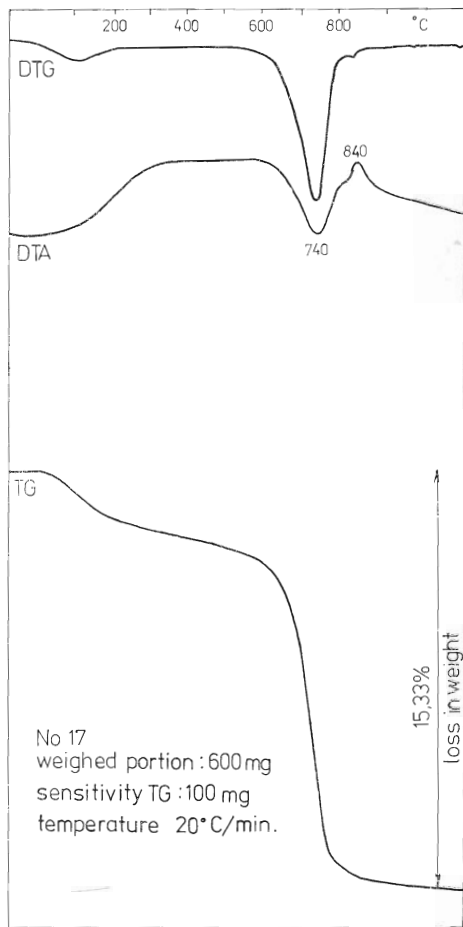


Fig. 15. DTA record of a transitional chrysotile type (sample 17, Jaklovce)
Obr. 15. DTA záznam chryzotilu prechodného typu (vzorka 17, Jaklovce)

chrysotile. The fibers are straight or at places slightly contorted with sharp outlines and of approximately equal thickness. The width to length ratio is more than 1 : 500. In the sample No. 17 (Fig. 16), chrysotile fibers tend to accumulate into splitly and bristly shapes

(L. G. Rekshinskaya 1966). Accessory lizardite occurs in flocculated particles impermeable for electrons.

Crusts and fillings of dislocations (samples No. 4a, 4b, 5, 14, 20 and 22) reveal, in spite of similar X-ray



Fig. 16. Vein chrysotile fiber accumulations (sample 17, Jaklovce). Magnif. 7000 $\times$, TEM

Obr. 16. Zhluky vláken žilného chryzotilu (vzorka 17, Jaklovce). Zväčš. 7000 $\times$, TEM

records and thermic curves reflecting chrysotile and lizardite mixture in various ratios (Fig. 17 and 18), differences in morphology and in optical properties. Serpentine in this group have considerably variable morphology and variable optical properties even within single samples. Flaky, at places even tabular, serpentine and rarely coarse to fine fibrous types predominate.

Samples No. 4a and 4b are similar according to X-ray and DTA data



Fig. 17. Chrysotile prevalence over lizardite (sample 4b, Jaklovce). Scanning microscope, magnif. 3000 $\times$

Obr. 17. Prevaha chryzotilu nad lizarditom (vzorka 4b, Jaklovce). Elektronový riadkový mikroskop, zväčš. 3000 $\times$



Fig. 18. Prevalence of tabular-columnar lizardite over chrysotile (sample 4a, Jaklovce). Scanning microscope, magnif. 500 $\times$

Obr. 18. Prevaha tabuľkovito-stĺpčekovitého lizarditu nad chryzotilom (vzorka 4a, Jaklovce). Elektronový riadkový mikroskop, zväčš. 500 $\times$

though they differ optically mainly by refractive indexes ($N_\alpha = 1.553$ and $N_\gamma = 1.556$ for sample 4a and $N_\alpha = 1.563$, $N_\gamma = 1.566$ for sample 4 b). Birefringence of the first sample is so low that it little differs from an isotropic substance while the sample No. 4b contains even more coarse tabular to acicular serpentine grains with $D = 0.007$. The characteristics of the sample No. 4b approaches data for antigorite. According to TEM scanning of the sample No. 4a (Fig. 19), isometric to tabular lizardite with sharp angular or rounded outlines dominates here (permeable type).

Occurrences of prismatic and banded particles with a rectangular termination reminding antigorite are interesting. In the sample No. 4b (Fig. 20), fibrous chrysotile predominates, lathy to tabular forms occur (antigorite, lizardite ?) and isometric to lathy lizardite appears only sporadically. Chrysotile fibers in other samples are similar.

"Deweylite" (sample No. 3). In accordance with the classification proposed by E. J. W. Whittaker — J. Zussman (1956) and based on new diffraction data, the sample from the ultrabasic body near Sedlice (identified as deweylite by J. Kantor 1955) consists of mainly chrysotile. Thermic analytical results exclude the presence of antigorite due to the shape of DTA curve as well as due to higher water content in the sample. The

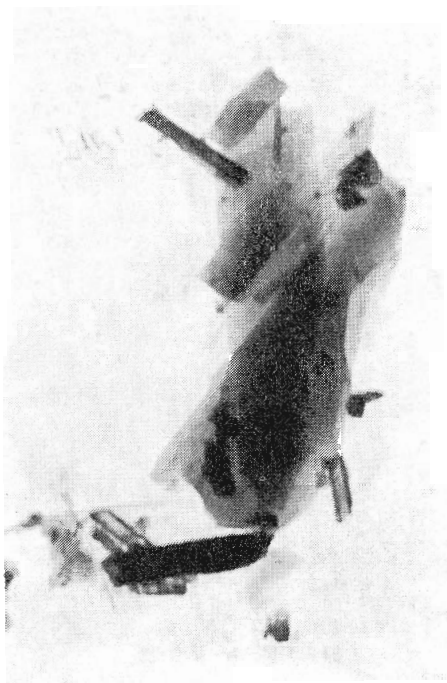


Fig 19. Isometric-tabular lizardite (sample 4a, Jaklovce). Magnif. 7000 $\times$, TEM

Obr. 19. Izometricko-tabulkovitý lizardit (vzorka 4a, Jaklovce). Zvčes. 7000 $\times$, TEM

DTA curve is similar to those of other minerals of the serpentine group, only the main endothermic reaction is shifted by 50 °C to lower temperature with a peak at 690 °C (Fig. 21). For deweylite or for serpentine substances assigned by this name, the lowest refraction indexes are characteristic. According to P. M. Tatarinov et al. (1967), deweylite has $N_\alpha = 1.512$ — 1.528 , $N_\gamma = 1.512$ — 1.529 and $D = 0.003$. Samples from Sedlice gave values ($N_\alpha = 1.552$, $N_\gamma = 1.560$ and $D = 0.008$) close to those found by

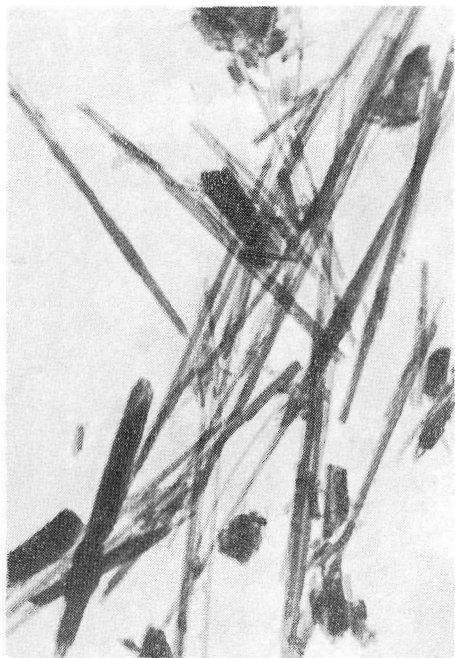


Fig. 20. Prevalence of fibrous chrysotile over lathes (lizardite—brucite—antigorite ?): sample 4a, Jaklovce. Magnif. 7000 $\times$. TEM

Obr. 20. Prevaha vláknitého chryzotilu nad listami (lizardit—brucit—antigorit ?) — vzorka 4a, Jaklovce. Zväčš. 7000 $\times$, TEM

J. Kantor (1955). Against their designation as deweylite, even in the sense of P. M. Tatarinov et al. (1967) and V. I. Michayev (1957), points particularly the low free water content found to be even identical with results indicated by J. Kantor (0.60—0.70 weight p. c.). TEM photographs proved the presence of chrysotile and lizardite in the sample. Chysotile occurs in fibers (Fig. 22) whereas lizardite in isometric to tabular particles permeable for electrons.

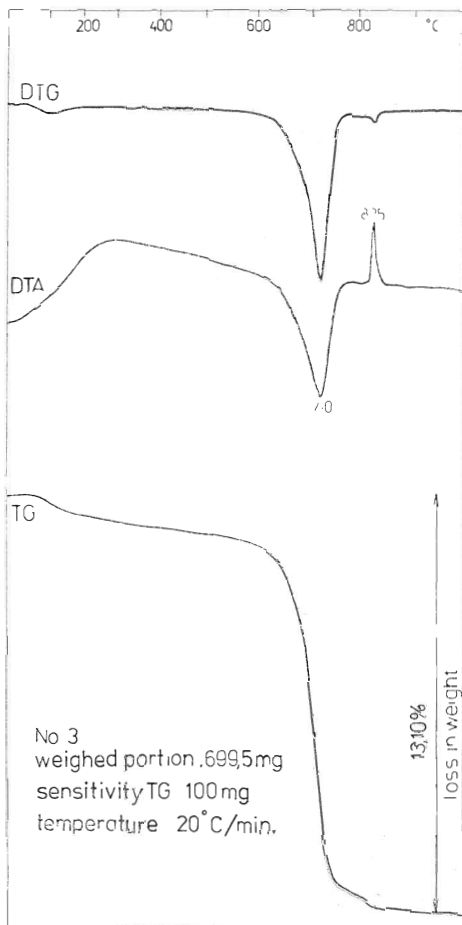


Fig. 21. DTA record "deweylite" (= chrysotile with lizardite admixture) Obr. 21. DTA záznam „deweylitu“ (= chryzotil s prímiesou lizarditu). Sedlice

Brucite — nemalite (sample No. 30) appears as a mixture with lizardite. In ultramafic bodies of the Western Carpathians, brucite is until known only from Jaklovce. Its presence has been proved definitely by X-ray analysis and by DTA records where it displays an

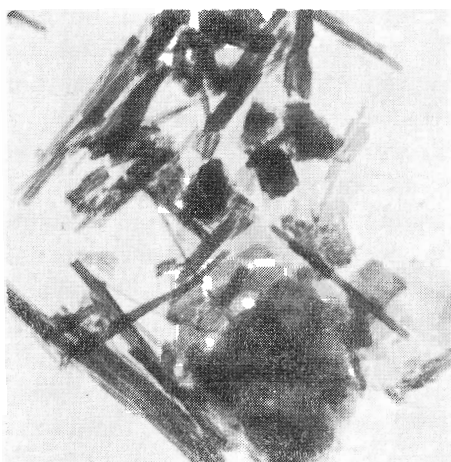


Fig. 22. "Deweylite" (= mixture of chrysotile and isometric tabular lizardite). Sedlice. Magnif. 7000 $\times$, TEM
Obr. 22. „Deweylit“ (= zmes chryzotilu a izometricko-tabulkovitého lizarditu). Sedlice. Zvážč. 7000 $\times$, TEM

endothermic peak at 500 °C (Fig. 23) caused by brucite dehydration and alteration to periclase. This dehydration causes even loss in weight amounting 37 p. c. by calculation whereas the rest falls to clinochrysotile identified by electron diffraction. Owing to fibrous shape of brucite and to its intimate intergrowths with chrysotile fibers, its unambiguous optical identification is impossible.

Conclusions

The serpentine mass of variegated colour composing the bulk of ultramafic bodies consists of lizardite and chrysotile in variable ratios. Their identification by the applied me-

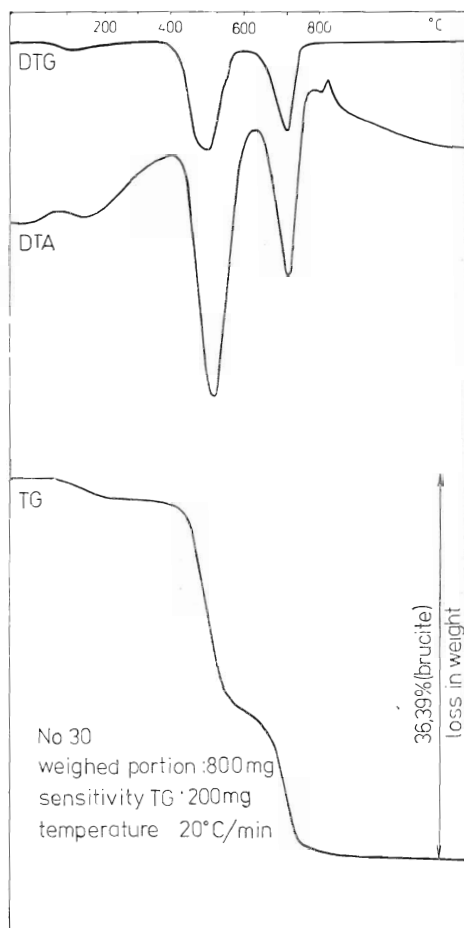


Fig. 23. DTA record of a mixture of clinochrysotile and brucite (sample 30, Jaklovce)

Obr. 23. DTA záznam zmesi klinochryzotilu a brucitu (vzorka 30, Jaklovce)

thodics is unambiguous. Large flaky serpentine minerals described formerly as "bastite" are in reality lizardites or mixtures of lizardite and chrysotile. Fibrous types of serpentine in veins correspond to chrysotile, however, with some atypical optical properties (mainly

refractive indexes). Crusts and dislocation fillings of light green to yellowish green colour correspond to lizardite, chrysotile or their mixture in different ratios. The "deweylite" from Sedlice belongs, due to its diffractographical and DTA patterns, to chrysotile whereas according to TEM scanning it contains also lizardite. In the ultramafite body at Jaklovce, brucite along with clinochrysotile has been identified in vein filling. On the basis of obtained results, ultramafite bodies in the Gemeride Mesozoic (the Meliata group and sequences along the northern side of the Volovec anticlinorium) may be assigned as lizardite-chrysotile serpentinite bodies. Antigorite has been not found in the samples. By analogy, brucite occurrences are probable also in serpentinized por-

tions of dunite in further ultramafite bodies under the condition that the hydrothermal phase of alteration occurred without participation of carbon dioxide when magnesite or dolomite should originate. According to the presence of lizardite and chrysotile of second generation in these rocks (fissure and dislocation filling), it may be assumed that tectonic processes affecting these ultramafic bodies prior to their final emplacement into the recent position did not exceed temperature — pressure conditions of lizardite and chrysotile generation. The presence of veinlets and fillings of tectonic fissures along with veinlets of chrysotile type serpentine prove the multiphase generation of the mineral content in ultramafic bodies of these units.

Review by I. Varga

REFERENCES

- Beutelspacher, H. — Van der Marel, H. W. 1969: Atlas of electron Microscopy of Clay Minerals and their Admixtures. *Amsterdam, Elsevier*. 333 p.
- Cámbel, B. 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 2, s. 91—105.
- Clarce, F. W. — Schneider, E. A. 1890: Experiments upon the constitution of the natural silicates. *Am. J. Sci.*, 3rd ser. 40, pp. 303—312, 405—415, p. 452—457.
- Deer, W. A. — Howie, R. A. — Zussman, J. 1962: Rock-forming minerals. *Vol. 3. Sheet silicates*. London, Longmans.
- Faust, G. T. — Fahey, J. J. 1962: The serpentine-group minerals. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper (Washington)*, 384-A, 92 p.
- Fediuková, E. — Hovorka, D. — Greguš, J. 1976: Compositional zoning of andradite from serpentinite at Dobšiná (West Carpathian). *Věst. Ústř. úst. geol.*, 51, 4, pp. 339—345.
- Gard, J. A. 1971: The electron-optical investigation of clays. *Miner. Soc. (London)*, 383 p.
- Hostettler, P. B. — Coleman, R. G. — Mumpton, F. A. — Evans, B. V. 1966: Brucite in Alpine serpentinites. *Amer. Mineralogist*, 51, pp. 5—98.
- Hovorka, D. 1965: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 16, 1, p. 129—143.

- Hovorka, D. 1967: Genetic types and stratigraphy of ultrabasic rocks in the West Carpathians. *Carp.-Balcan Geol. Assoc., VIIIth Congr., Repts — Petrography and Metallogenesis (Beograd)*, pp. 85—89.
- Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpine-type ultramafic rocks. *Nauka o Zemi, Geol.*, 12, 148 p.
- Hovorka, D. 1979: The West Carpathian incomplete ophiolites. In: *Czechoslovak geology and global tectonics (M. Mahel — P. Reichwalder, Eds.)*, Bratislava, pp. 155—166.
- Hovorka, D. — Rojkovič, I. 1975: Ultrabázické teleso pri Hodkoveciach (východné Slovensko), *Acta geol. geogr. Univ. Comenianae, Geol.*, 26, p. 5—72.
- Ivanova, V. P. — Kasatov, B. K. — Krasiviva, T. N. — Rozinova, E. L. 1974: Termičeskij analiz mineralov i gornych porod. *Leningrad, Nedra*. 399 s.
- Kamenický, J. 1951: O hadci pri Dankovej. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 2, s. 5—20.
- Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 45, s. 3—71.
- Kantor, J. 1955: Deweylit od Sedlíc. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 2, s. 16—24.
- Kantor, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 6, s. 3—34.
- Kostov, I., 1971: Mineralogija (russian translation). *Moskva, Mir*. 584 s.
- Kouřimský, J. — Šatava, V. 1954: A contribution to the question of the determination of minerals of serpentine group. *Sbor. Nár. muz. v Prahe*, X. B, 4, pp. 1—19.
- Lapham, D. M. 1971: New data on deweylite. *Amer. Mineralogist*, 46, pp. 168—188.
- Lodochnikov, V. N. 1936: Serpentin i serpentinity ilchirskiye i drugiye i petrologicheskiye voprosy s nimi swyazannye. *Trudy ONIGRI (Moskva)*, 36.
- Mackenzie, R. C. 1972: Differential Thermal Analysis. Vol. 2. *London, Acad. Press*. 607 p.
- Mikheyew, V. I. 1957: Rentgenometricheskij opredelitel mineralov. *Moskva*. 867 p.
- Moody, J. B. 1976: Serpentinization: a review. *Lithos (Oslo)*, 9, pp. 125—138.
- Nagy, B. S. — Faust, G. T. 1956: Serpentine: natural mixtures of chrysotile and antigorite. *Amer. Mineralogist*, 41, pp. 817—838.
- Němec, F. 1958: Příspěvek ke slovenským hadcům. *Sbor. Vys. šk. pedagog. v Olomouci, přír. vědy*, 5.
- Pugin, V. A. — Kuskov, O. L. — Chitarov, N. I. 1971: Deweylitizacija — glubinnyj proces izmeneniya ultraosnovnykh porod. *Geokhimiya (Moskva)*, 7, p. 774—780.
- Rekshinskaya, L. G. 1966: Atlas elektronnykh mikrofotografii glinistyykh mineralov i ich prirodnykh asociacij v osadochnykh porodakh. *Moskva, Nedra*, 230 s.
- Selfridge, G. C. Jr., 1936: An X-ray and optical investigation of the serpentine minerals. *Amer. Mineralogist*, 21, 8, pp. 463—503.
- Strunz, H. 1977: Mineralogische Tabellen. 6. korrigierte Auflage. *Leipzig*. 621 S.
- Schtejnberg, D. S. 1960: Novyye dannyye o serpentinizacii dunitov i peridotitov Urala. — Petrograficheskiye provincii, izverzhennyye i metamorficheskiye gornyye porod. *MGK, 21 ses., dokl. sov. geol., probl. 13 (Moskva)*.
- Tatarinov, P. M. — Artemov, V. R. 1967: Mestorozhdeniya chryzotilazbesta SSSR. *Moskva, Nedra*, 510 p.
- Tröger, W. E. 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil. 1. *E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart*, 188 p.
- Wicks, F. J. — Whittaker, E. J. W. 1975: A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canad. Mineralogist*, pp. 227—243.
- Whittaker, E. J. W. — Zussman, J. 1956: The characterization of the serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral. Mag. (London)*, 31, pp. 107—126.
- Winchell, A. N. — Winchell, H. 1951: Elements of optical mineralogy. *New York*.
- Zussman, J. — Brindley, G. W. — Comer, J. J. 1957: Electron diffraction studies of serpentine minerals. *Amer. Mineralogist*, 42, 3—4, pp. 133—153.

Serpentinové minerály ultramafických telies Západných Karpát.

I — Telesá v mezozoiku gemerika

D. HOVORKA — K. DUBÍKOVÁ — H. GERTHOFFEROVÁ — E. ŠAMAJOVÁ — J. TURAN

V Západných Karpatoch vystupujú ultramafické telesá v niekoľkých geologických jednotkách: v mladoproterozoických (?) až staropaleozoických (?) komplexoch metamorfítov a ojedinele aj erupzív, v staršom paleozoiku gemerika, v mladšom paleozoiku gemerika a v mezozoiku niekoľkých tektonických jednotiek Vnútorných Západných Karpát (v meliatskej sérii a v komplexoch severne od voloveckého antiklinória).

Odlišná geologická stavba a pozícia sa odzrkadľuje v rozličnom stupni serpentinizácie a metamorfnej rekryštalizácie ultramafických telies, ktoré sa súborne charakterizovali v prácach D. Hovorku (1977, 1978). Ultramafity v mezozoickej meliatskej sérii sa zúčastňujú na skladbe „nekompletnej ofiolitovej série“ tejto jednotky (D. Hovorka 1976, 1979). Charakterizuje ich vysoký stupeň serpentinizácie a len sporadické slabšie serpentinizované polohy.

Doterajšie práce dotýkajúce sa problematiky ultramafických telies charakterizovali ich serpentínové minerály len mikroskopicky (J. Kamenický 1951, 1957, B. Cambel 1952, J. Kantor 1956, D. Hovorka 1965, 1967, 1978, F. Němec 1958, D. Hovorka — I. Rojkovič 1975). Podľa analógie to boli najmä vlákňité a lupenité serpentíny (chryzotil, antigorit), veľkolupenité modifikácie antigoritu (bastit), resp. agregátne polarizujúce až amorfné serpentíny (serpentín, serpoftit). Podľa J. Kouřimského — E. Filčákovéj (1954) sa na zložení haldového materiálu v Dobšinej zúčastňuje antigorit a chryzotil. Antigorit z Dobšinej sa detailne skúmal metódou DTA (J. Kouřimský — V. Šatava 1954). Serpentinové minerály niektorých telies sa identifikovali aj počas realizácie prieskumných prác (J. Zlocha, ústna informácia; D. Hovorka — I. Rojkovič 1975).

Charakteristika študovaných vzoriek

Serpentinové minerály v študovaných telesách mezozoika gemerika výrazne prevládajú a ich podiel vo väčšine telies varíruje od 80 do 98 %. Morfológia, sfarbenie a spôsob vystupovania serpentínových minerálov sú variabilné. Študované vzorky možno rozdeliť do nasledujúcich skupín.

„Horninotvorné“ serpentíny úplne prevládajú v hmote mezozoických ultramafických telies gemerika. Vzorky sú afanitické, miestami s lastúrnatým lomom. Serpentinová hmota varíruje medzi čiernou, sivočiernou až sivozelenou — svetlozelenou, resp. sivosvetlozelenou farbou. Sfarbenie je rovnomerné alebo nehomogénne (flakaté). Svetlé vzorky miestami charakterizuje prítomnosť zeleného (metamorfného) granátu s variabilným obsahom Cr_2O_3 (E. Fediuková et al. 1976).

Lokalizácia a opis vzoriek

Č. 6. Dobšiná — lom v prevádzke. Žltózelený serpentinit s granátmi. Identifikovaná žltózelená serpentínová hmota horniny.

Č. 8. Rudník — opustený jamový lom v poliach východne od obce. Svetlozelený serpentinit s tmavšími nepravidelnými škvrnami a ojedinelými „bastitmi“ do 3 mm. Identifikovaná svetlosivozelená hmota horniny.

Č. 9. Kobeliarovo — halda prieskumných rýh na okraji obce. Svetlosivozelený serpentinit so žilkami chryzotilu (do 2 mm). Identifikovaná svetlosivozelená hmota horniny.

Č. 10. Jaklovce — prieskumná šachtica v poliach na Z od Kurtovej skaly. Tmavosivý až čierny serpentinit s 3–5 mm

„bastitmi“. Identifikovaná základná hmota horniny.

Č. 11. Dobšiná — lom v prevádzke, severný okraj lomu. Sivočierny serpentinit s 2–3 mm „bastitmi“. Identifikovaná základná hmota horniny.

Č. 12. Danková, na SZ od Dobšinej. Lesná cesta nad Hornými záhradami. Sivozelený, farebne nehomogénny serpentinit s vlásoknicovými žilkami chryzotilu. Identifikovaná základná hmota horniny.

Č. 16. Jaklovce — halda prieskumnej štólne na východnom svahu hrebeňa Švablica na J od obce. Identifikovaná svetlozelená hmota serpentinitu.

Č. 18. Jaklovce — prieskumná šachtica v poliach západne od Kurtovej skaly. Svetlozelený serpentinit s ojedinelými „bastitmi“. Identifikovaná svetlozelená hmota horniny.

Č. 19. Kobeliarovo — halda prieskumnej ryhy na okraji obce. Identifikovaná svetlozelená hmota serpentinitu.

Veľkolupenité „bastity“. V afanitickej hmote serpentinitových telies sú prítomné blastoporfyrické lupene veľké až 5 mm, ojedinele až 7–8 mm. Predtým sa opisovali ako „bastity“ (t. j. ako veľkolupenité antigority, ako pseudomorfózy po rombických pyroxénach). Lupene sú svetlozelené, po navetraní dostávajú striebrobiely odtieň.

Lokalizácia a opis vzoriek

Č. 17. Jaklovce — prieskumná ryha na hrebeni Švablica na J od obce.

Č. 7. Hodkovce — vrt Hm-15/63,00 m. Tmavosivý serpentinit s ojedinelými 2–3 cm „bastitmi“. Identifikované lupenité „bastity“.

Č. 15. Jaklovce — halda prieskumnej štólne na západnom svahu hrebeňa Švablica na J od obce. Sivočierny serpentinit s 3–5 mm „bastitmi“. Identifikované lupenité „bastity“.

Vláknité žilné serpentíny. Charakteristické a ekonomicky významné serpentínové minerály predstavujú vláknité chryzotily v žilkách („chryzotilový azbest“). Vytvárajú paralelné žilníky (obr. 1) alebo siefky (obr. 2). Žilný chry-

zotil je v telesách zastúpený nerovnomerne. Exploatuje sa v Dobšinej a v ďalších telesách je len lokálne zvýšená akumulácia. Mocnosť žiliek je variabilná, dosahuje až 10 mm.

Lokalizácia a opis vzoriek

Č. 17. Jaklovce — prieskumná ryha na hrebeni Švablica na J od obce. Systém paralelných žiliek chryzotilu v prikontaktnej zóne telesa ultramafitov s keratofýrmi. Dĺžka vlákna do 15 mm.

Č. 23. Dobšiná — lom v prevádzke. Severný okraj lomu. Žilka (10 mm) vláknitého serpentínu v sivočiernom serpentinite.

Č. 24. Rudník — opustený jamový lom v poliach na V od obce. 7 mm žilka chryzotilu v sivozelenom serpentinite.

Č. 25. Kobeliarovo — halda prieskumnej ryhy na chryzotilový azbest na okraji obce. Dĺžka vlákna chryzotilu 6 mm.

Kôrky, výplne dislokácií. V ultramafických telesách najmä na Dankovej, v Dobšinej v lome, ale aj inde sa nachádzajú žilky a kôrky na šmykových tektonických plochách. Ich mocnosť je rozličná, dosahuje 3, ojedinele až 5 mm. Výplň žiliek a dislokačných priestorov je krehká, doštičkovite až trieskovite odlučná, tvrdá, prevažne hráškovozelenej alebo zelenej farby.

Lokalizácia a opis vzoriek

Č. 4a. Jaklovce — halda prieskumnej štólne na východnom svahu hrebeňa Švablica na J od obce. Svetlozltá masívna výplň 3 mm pukliny v tmavosivom serpentinite.

Č. 4a. Jaklovce — halda prieskumnej štólne na východnom svahu hrebeňa Švablica na J od obce. Svetlozelená výplň žilky so stĺpečkovitou odlučnosťou. Žilka je v sivozelenom serpentinite.

Č. 5. Dobšiná — lom v prevádzke. Svetlozltozelenkastá masívna výplň 3 mm tektonickej zóny. Serpentínová hmota žilky má tabuľkovito-trieskovitú deliteľnosť.

Č. 14. Jaklovce — halda prieskumnej štólne na západnom svahu hrebeňa Švablica na J od obce. Svetlozelená vý-

plň paralelného žilníka v tmavosivom serpentinite. Mocnosť žiliek 1—4 mm. Výplň žiliek má tabuľkovito-stĺpcekovitú deliteľnosť.

Č. 20. Kobeliarovo — halda prieskumnej ryhy na okraji obce. V svetlosivozelenom serpentinite 3 mm žilka svetlozeleného masívneho serpentinitu tabuľkovitej odlučnosti.

Č. 22. Hodkovce — vrt V-14/27,80 m. Identifikovala sa ihličkovito-tabuľkovitá svetlozelená, farebne nehomogénna výplň 9 mm žilky v sivom serpentinite.

Deweylit. Výplň žiliek a hniezd v ultramafickom telese pri Sedliciach sa odlišuje od predchádzajúcich a J. Kantor (1955) ju identifikoval ako deweylit. Mliečnobiele sfarbenie výplne nadobúda lokálne zelenkavý odtieň. Vnútorňa štruktúra žiliek je miestami radiálna (obr. 3). Vzhľadom na pochybnosti o existencii deweylitu ako samostatného minerálu sme sa pokúsili reidentifikovať minerály tejto žilnej výplne.

Lokalizácia a opis vzoriek

Č. 3. Sedlice — vyvýšenina Skalka na severovýchodnom okraji obce. Skalná stena na východnom svahu vyvýšeniny. Výplň puklín.

Brucit. Žltozelená vláknoto-stĺpcekovitá hmota (obr. 4) tvorí výplň 5 cm žilky v serpentinite na hrebeni Švablice južne od Jakloviec (vzorku poskytol J. Zlocha, ktorý so spolupracovníkmi aj určil jej zloženie ako zmes brucitu a chryzotilu).

Lokalizácia a opis vzorky

Č. 30. Jaklovce — prieskumná štôľňa na západnom svahu hrebeňa Švablice južne od obce. Identifikovaná bola kanárikovožltá ihličkovito-stĺpcekovitá hmota tvoriaca výplň do 5 cm žiliek.

Serpentinové minerály a problematika brucitu

Podobne ako v ostatných skupinách silikátov existuje niekoľko klasifikačných schém aj pre serpentínové minerály.

Základná práca o serpentizačných procesoch je od V. N. Lodočnikova (1936), ktorý navrhol aj klasifikáciu serpentínových minerálov a vylčnil chryzotilový azbest, antigorit, bastit a serpofit. Prvé práškové difrakčné záznamy uvádza G. C. Selfridge (1936). Tieto údaje neskôr prešli do mnohých príručiek. Napr. V. I. Michejev (1957) delí serpentínové minerály na skupinu chryzotilu s početnými odrodami, skupinu antigoritu a skupinu deweylitu.

Nejednotnosť v klasifikácii serpentínových minerálov sa odrazila v tom, že zatiaľ čo napr. A. N. Winchell — H. Winchell (1951) antigorit zaradili do skupiny chloritov a chryzotil spolu s modifikáciami uvádzajú samostatne, W. A. Deer et al. (1962) medzi serpentíny zaraďujú chryzotil, lizardit aj antigorit. H. Strunz (1977) do serpentínovej skupiny zaradil antigorit (monoklinický klinoantigorit a hexagonálny ortoantigorit), lizardit, chryzotil (orto-, klinochryzotil a parachryzotil).

Najčastejšie používané novšie členenie serpentínových minerálov vychodí z výsledkov analýzy mriežkových štruktúr (K. J. W. Whittaker — J. Zussman 1956, J. Zussman et al. 1957). Podľa týchto autorov medzi serpentínovými minerálmi možno rozlíšiť chryzotil (orto-, klino-, para-), antigorit, lizardit a 6-vrstvový ortoserpentin. Tak sa dajú serpentínové minerály rozdeliť podľa výsledkov difrakčných záznamov práškových vzoriek.

Ortochryzotil a klinochryzotil majú kryštalografickú os *a* v smere vlákna, kým parachryzotil tvorí vlákna v smere osi *b*. Vlákňitý antigorit sa pôvodne označoval ako pikrolit. J. Zussman et al. (1957) pomenovali rombickú jednovrstvovú varietu v súlade s pôvodným označením E. J. W. Whittakera — J. Zussmana (1956) ako lizardit a pre pikrolit navrhli pomenovanie „vlákňitý antigorit“. 6-vrstvový ortoserpentin (J. Zussman et al. 1957) sa označuje aj ako unštit. Práce mnohých autorov konštatujú, že serpentíny označované ako „bastity“ sú v skutočnosti lizarditmi, miestami s prímесou chryzotilu. Antigorit sa v nich nevyskytuje. P. M. Ta-

tarinov — V. R. Artemov (1967) podľa mechanických vlastností rozdelili chryzotily na vláknité (ohybné) a krehké chryzotilové azbesty, ako aj na chryzotilové ofity. Antigorit chápu v súlade s originálnou definíciou E. J. W. Whittakera — J. Zussmana (1956).

Medzi posledné klasifikačné schémy serpentínových minerálov patrí návrh F. J. Vicksa — E. J. W. Whittakera (1975). Lizardit, chryzotil a parachryzotil pokladajú za polymorfné modifikácie a antigorit k nim nepatrí. Prehľad problematiky serpentínových minerálov publikovala J. B. Moodyová (1976).

V procese serpentinizácie ultramafických hornín s prevahou horečnatých olivínov nad pyroxénmi vzniká okrem serpentínových minerálov a magnetitu aj brucit (D. S. Stejnberg 1960, P. B. Hostetler et al. 1966). Brucit je v prevažnej väčšine prípadov mikroskopicky lupenitý alebo vláknitý (nemalit). Vystupuje rozptýlene v celej hmote serpentinitu alebo sa selektívne akumuluje v žilkách. Podľa D. S. Stejnberga (l. c.) v serpentinizovaných ultrabazitoch, kde chýba magnezit, sa nadbytočný horčík (v horninách s pôvodným pomerom MgO/SiO_2 nad 1,5) musí viazať v novovytvorenom brucite. P. B. Hostetler et al. (1966) dospeli k záveru, že brucit možno jednoznačne dokázať röntgenometricky podľa reflexu 601 aj zo záznamu polyminerálneho horninového agregátu, ak je brucit prítomný v množstve nad 2 %.

Z genetického hľadiska je dôležité, že sa brucit vyskytuje spolu s lizarditom a chryzotilom. Rovnako je charakteristické, že vzniká v dunitoch (výrazná prevaha horečnatého olivínu nad pyroxénmi; B. P. Hostetler et al. 1966). Ďalšou podmienkou je neprítomnosť CO_2 v roztoku (inak by vznikol magnezit).

Metodické postupy pri identifikácii serpentínových minerálov

Vzorky na ďalšie štúdium boli starostlivo vyseparované pod binokulárnou lu-

pou. Pri separácii išlo najmä o oddeľenie magnetitu, reliktov olivínov a pyroxénov. Vzorky serpentínových minerálov sa na základe morfológie a spôsobu výskytu rozdelili do opísaných skupín. Serpentínové minerály boli identifikované pomocou röntgenovej a termickej analýzy, meraním indexov lomu s prihliadnutím na ich morfológiu, zistenú transmisným riadkovacím snímkovaním v elektrónovom mikroskope.

Röntgenová analýza

Práškové difrakčné záznamy sa vykonali za rovnakých podmienok na prístroji Mikrometa II s goniometrom GON-3: CuK žiarenie $\lambda = 0,154433$ nm, Ni, filter, napätie 35 kV, prúd 15 mA, clonky 3, 2, počet impulzov 1000/s; časová konštanta 1, posun ramena goniometra $1^\circ/\text{min}$, posun registračného papiera 600 mm/hod. Rovinné preparáty vyseparovaných vzoriek sa pripravili zatlačením rozpráškových vzoriek do vzorkovnic, pri vláknitých formách použitím techniky roztierania na skle (smear mount on glass). Difrakčné záznamy registrovali oblasť $8-64^\circ 2\theta$.

Minerály skupiny serpentínu predstavujúce štruktúrny analogón kaolinitu majú veľmi blízke difraktogramy s výraznými bazálnymi reflexmi (002 a 004). Pri identifikácii štruktúr sme sa opierali o kritériá štruktúrnej klasifikácie E. J. W. Whittakera — J. Zussmana (1956). Chryzotil charakterizujú dvojice difrakčných línií s hodnotami $d = 0,259$ nm (4) a $0,245$ nm (8) a identifikačné reflexy $d = 0,1334$ nm (9). Lizardit sa vyznačuje intenzívnym reflexom $d = 0,248$ nm a menej intenzívnou dvojicou $d = 0,153$ nm (6) a $0,1504$ nm (4). V zmesiach serpentínových minerálov je účelné využiť rozdielnú stabilitu jednotlivých serpentínových minerálov pri pôsobení HCl. F. W. Clarke — E. A. Schneider (1980) a B. S. Nagy — G. T. Faust (1936) zistili, že jednotlivé serpentínové minerály v zmesiach možno odlíšiť na základe ich rozličnej stability pri pôsobení v zriedenej HCl (1 N) približne počas 1 hod. pri teplote $90^\circ C$. Za týchto podmienok sa antigorit nenarúša,

zatiaľ čo chryzotil sa stáva nestabilným a na difrakčných záznamoch možno sledovať jeho premenu na amorfnú hmotu. Lizardit sa narúša len čiastočne. Metódu sme overili na monominerálnych vzorkách antigoritu, chryzotilu a lizarditu a na ich zmesiach.

Termické analýzy

Termické analýzy tých istých vzoriek sa urobili na derivatografe fy MOM Budapest (systém F. Paulik — J. Paulik — D. Erdey). Z početných údajov o termickom štúdiu serpentínových minerálov sme sa opierali o práce J. Kouřimského — V. Šatavu (1954), E. J. W. Whittakera — J. Zussmana (1956), G. T. Fausta — J. J. Faheya (1962), P. M. Tatarinova et al. (1967), I. Kostova (1971), V. A. Pugina et al. (1971) a V. P. Ivanovej et al. (1974). Z citovaných prác vychodí, že na základe výsledkov termickej analýzy možno jednoznačne určiť príslušnosť minerálov v analyzovaných vzorkách k serpentínom. Spoľahlivé je aj určenie a odlišenie chryzotilu a lizarditu od antigoritu.

V. P. Ivanova et al. (1974) rozdelili serpentínové minerály na dve skupiny na základe uvoľňovania vody (serpentíny s dobre usporiadanou a serpentíny so slabo usporiadanou štruktúrou). Prvé uvoľňujú hydroxylovú vodu neskôr ako serpentíny so slabo usporiadanou štruktúrou (uvoľňuje sa pri zahrievaní serpentínových minerálov v dvoch etapách: medzi 600—800 °C podstatná časť, t. j. 11—12 %, a pri 800—900 °C zvyšná časť vody, t. j. 0,4 %). Zo serpentínových minerálov so slabo usporiadanou štruktúrou sa druhá časť hydroxylovej vody uvoľňuje skokovite a prejavuje sa malou ostrou endotermou na krivkách DTG a TG v rozmedzí 800—830 °C (obr. 5). Pri analýzach serpentínových minerálov s dobre usporiadanou štruktúrou endotermická reakcia chýba. P. P. Tokmanov et al. (1977) interpretujú rozličné stupne usporiadania štruktúry genetiky a predpokladajú, že lizardity s dobre usporiadanou štruktúrou vznikajú v hypogénnych a s nedokonale

usporiadanou štruktúrou v hypergénnych podmienkach.

Morfologická analýza v transmisnom a riadkovacom elektrónovom mikroskope

Morfologické vlastnosti serpentínových minerálov sme študovali snímkaním v transmisnom elektrónovom mikroskope Tesla BS 242 s akceleračným potenciálom 60 kV. Expozičný čas bol 2—4 s. Používalo sa zväčšenie 7000×. Výsledky sme porovnávali s atlasom elektrónových mikrofotografií H. Beutelspachera — H. W. Van der Marela (1969) a s prácou J. A. Garda (1971).

Preparáty sme pripravili disperznou metódou (destilovaná voda, vzorka). Kontúry častíc na snímkach môžu byť ostrohranné alebo zaoblené a čiastočne poukazujú aj na stupeň kryštalinity objektu. Kontrastnosť poukazuje na stupeň priepustnosti. Častice s väčšou hrúbkou zvyšne silnejšie pohlcujú elektróny, a preto sú na elektrónových mikrofotografiách tmavšie.

Na základe snímkovania v TEM možno vydeliť nasledujúce formy častíc serpentínových minerálov (L. G. Rekšinskaja 1966):

— izometricko-tabuľkovité s ostrohrannými a zaoblenými kontúrami, sú priepustné pre elektróny (lizardit I);

— vločkovité, kompaktné, nepriepustné pre elektróny (lizardit II);

— vláknité, ihlicovité, trubicovité, trieskovité, štetkovité (chryzotil);

— prizmatické, stuhovité (antigorit).

Ojedinelé vzorky sme študovali aj v riadkovacom elektrónovom mikroskope typu JSM-03 (Geologický ústav D. Štúra, operátor K. Šebor — M. Švec). Snímali sa prirodzené lomné plochy pokovované Au.

Výsledky laboratórneho štúdia

„Horninotvorné“ serpentíny (vzorka 6, 8, 9, 10, 11, 12, 16, 18, 19) vo väčšine reprezentuje zmes lizarditu a chryzotilu, ktorých kvantitatívne zastúpenie je rozličné. Zmes lizarditu a chryzotilu poskytuje difrakčný záznam s intenzívnym

rozdvojeným reflexom 202, ktorý má pri lizardite hodnotu 2θ 36° a pri chryzotile $36,8\text{--}37^\circ$. Aj poloha menej intenzívneho reflexu 204 s hodnotou $d = 0,204$ nm pre chryzotil a $0,214$ nm pre lizardit patrí k diagnostickým znakom ich vzájomného odlišovania. V niektorých prípadoch tieto reflexy na záznamoch chýbajú, ako napr. vo vzorkách 8 (obr. 6) alebo 6, 9, 10 a 19.

Termické a optické štúdium vzoriek tejto skupiny nevykazuje podstatnejšie rozdiely. Väčšinou obsahujú agregáty minerálov serpentínovej skupiny, ktoré podľa kritérií V. P. Ivanovej et al. (1974) majú nedokonale usporiadanú štruktúru a len ojedinelé vzorky (10, 11) sa vyznačujú dokonale usporiadanou štruktúrou. Vzorky 12, 16, 18 predstavujú prechodné typy. Agregáty so slabo usporiadanou štruktúrou (6, 8, 9, 10) sa vyznačujú najvyšším úbytkom vody pri zahrievaní a vždy majú dokonale vyvinutú exotermu v rozsahu teploty $800\text{--}850^\circ\text{C}$ (vzorka 6, obr. 5).

Elektrónové mikrofotografie vzoriek dokumentujú chryzotil v samostatných vláknoch alebo zväzok vlákien poprepletaných medzi šupinami lizarditu. Lizarditové šupinky (vločky) sú kompaktné, tmavé, nepriepustné pre elektróny. Zastúpenie chryzotilu a lizarditu je rozmanité, vo vzorke 6 prevažuje chryzotil, vo vzorke 16 (obr. 7) lizardit. Pozoruhodná je snímka TEM vzorky 10 (obr. 8), zachytávajúca čisté lístky až plátky lizarditu nepravidelného obmedzenia. Morfológia väčšej častice sa pravdepodobne porušila pri príprave preparátu. Zdôrazňujeme, že v porovnaní s ostatnými vzorkami predstavuje morfológicky odlišný typ lizarditu (porovnaj obr. 7). Lupenitý tvar lizarditu vo vzorke 10 dokumentuje aj obr. 9.

Veľkolupenité „bastity“ (vzorka 7, 15). Toto označenie sa v minulosti používalo pre veľkolupenité pseudomorfózy po rombických pyroxénoch (vzorka 7, obr. 10) a považovali sa za agregát antigoritu, chryzotilu alebo v ostatnom čase aj lizarditu, príp. za zmes lizarditu a chryzotilu. Vo väčšine prípadov premena pôvodného pyroxénu na lupenito-vláknitý agregát

serpentínových minerálov nie je úplná. Výsledky optického štúdia ukazujú, že pôvodný rombický pyroxén („bastit“) predstavoval bronzit, a to najmä podľa indexov lomu ($N_\gamma = 1,670$, $N_\alpha = 1,655\text{--}1,650$) a dvojlomu (okolo $0,015$). Reliktný pyroxén je len nepatrne pleochroický.

Difrakčné záznamy vzoriek sú veľmi podobné. Vzorku 7 tvorí prevládajúci lizardit s malou prímесou chryzotilu, kým veľkolupenitý serpentín vo vzorke 15 patrí podľa pozície reflexov (202) a (204) lizarditu (obr. 11). Derivatografické záznamy sú tiež prakticky rovnaké tak priebehom exotermických a endotermických reakcií, ako aj obsahom vody. Podľa toho, aj podľa výsledkov DTA štúdia, vzorky pozostávajú z lizarditu s dobre usporiadanou štruktúrou. Charakteristické je plynulé uvoľňovanie najvyšších obsahov ($3\text{--}4\%$) vody do 600°C (obr. 12). Snímky v TEM v oboch vzorkách identifikujú vločkovitý lizardit (obr. 13).

Vláknité žilné serpentíny (vzorka 17, 23, 24, 25) poskytli v podstate rovnaké difrakčné záznamy a zodpovedajú chryzotilu. Vyplýva to aj z pozitívneho testu s HCl (1 N).

Na základe termického štúdia vzorky reprezentujú serpentíny s dobre usporiadanou štruktúrou (obr. 14) alebo prechodný typ (obr. 15). Všetky majú vysoký obsah vody (priemer $14\text{--}14,5\%$) a teploty hlavných endotermických a exotermických reakcií sú posunuté k vyšším teplotám, takmer až ku hranici charakteristických teplôt pre antigority, ale exotermické reakcie sú málo výrazné alebo chýbajú (vzorky 23, 24). Hlavný endotermický vrchol je medzi $730\text{--}750^\circ\text{C}$ a exotermický medzi $825\text{--}840^\circ\text{C}$. Opticky patria vzorky medzi chryzotily. Indexy lomu sú pri N_γ v rozmedzí $1,494\text{--}1,527$ a pri N_γ v $1,539\text{--}1,551$ a dvojlom $0,003\text{--}0,020$. Vo vzorke 25 sú okrem chryzotilu aj šupiny nižšie dvojlomového serpentínu, pravdepodobne lizarditu s indexom lomu okolo $1,580$.

Extrémne nízke indexy lomu vo vzorke 17 a vysoký dvojlom sú pre serpentínové minerály netypické (W. E. Tröger 1971, W. A. Deer et al. 1962). Ide

pravdepodobne o nízkoželezitý chryzotil.

Elektrónové mikrografie sú rovnaké a znázorňujú ihlicovitý až vlákňitý chryzotil. Vlákna sú rovné alebo mierne ohnuté, s ostrými kontúrami a približne rovnakou hrúbkou. Pomer hrúbky k dĺžke je nad 1 : 500. Len vo vzorke 17 (obr. 16) majú vlákna chryzotilu tendenciu zhlukovať sa do trieskovitých až štetkovitých útvarov (L. G. Rekšinskaja 1966). Akcesorický lizardit tvorí vločkovité a pre elektróny nepriepustné častice.

Kórky, výplne dislokácií (vzorky 4a, 4b, 5, 14, 20, 22) preukazujú napriek veľmi podobným röntgenometrickým záznamom a termickým krivkám zmesi chryzotilu a lizarditu v rozličnom pomere (obr. 17, 18) morfológicky a opticky značné rozdiely. Serpentin v tejto skupine majú značnú morfológickú variabilitu a premenlivé optické vlastnosti aj v rámci jednotlivých vzoriek. Prevládajú šupinaté, miestami až doštičkovité serpentíny, zriedkavejšie aj hrubovláknité až jemnovláknité typy.

Tak napr. vzorky 4a a 4b sú podľa röntgenových a DTA analýz rovnaké, ale opticky rozdielne, a to najmä indexmi lomu (1,553 pre N_α a 1,556 pre N_γ pri vzorke 4a a hodnotami $N_\alpha = 1,563$ a $N_\gamma = 1,66$ pri vzorke 4b). Dvojdom prvej vzorky je taký nízky, že sa len málo odlišuje od izotropnej látky, kým vzorka 4b obsahuje aj hrubšie doštičkovité až ihlicovité typy serpentínu s $D = 0,007$. Vlastnosti vzorky 4b sú blízke údajom pre antigoritu. Podľa snímky TEM vo vzorke 4a (obr. 19) prevláda izometricko-tabuľkovitý lizardit s ostrohrannými a zaoblenými kontúrami (priepustný typ). Pozoruhodné sú prizmatické a stuhovité častice s pravouhlým ukončením, ktoré sa podobajú antigoritu. Tenké vlákna chryzotilu sú len ojedinelé. Vo vzorke 4b (obr. 20) prevláda vláknitý chryzotil a zastúpené sú aj lištovitě-látkové formy (antigorit?, lizardit?) a len sporadické izometricko-tabuľkovité lizardity. Vlákna chryzotilu v ostatných vzorkách sú veľmi podobné.

Deweylit (vzorka 3). Okrem lizarditu, chryzotilu a antigoritu D. M. Lapam

(1961) na základe difrakčných záznamov vyčlenil samostatnú skupinu deweylitu. Z podrobného štúdia deweylitu však vyplynulo (G. T. Faust — J. J. Fahey 1962), že predstavuje zmes chryzotilu a lizarditu.

K odlišným záverom dospel V. A. Pugin et al. (1971), ktorý zistil na základe experimentálneho modelovania prechod serpentínových minerálov za vysokej teploty a tlaku na deweylit. Takému záveru však odporujú zistenia, že sa deweylit často uvádza zo zón hypergénnych premien ultramafických telies.

V súlade s klasifikáciou E. J. W. Whittakera — J. Zussmana (1956) obsahuje vzorka z ultramafického telesa pri Sedliciach (deweylit J. Kantora 1955) na základe výsledkov difrakčného štúdia prevažne chryzotil. Výsledok termickej analýzy vylučuje prítomnosť antigoritu celkovým priebehom krivky aj vyšším obsahom vody. DTA krivkou sa podobá ostatným serpentínovým minerálom, len hlavná endotermická reakcia je za nižšej teploty o 50 °C s vrcholom pri 690 °C (obr. 21). Pre deweylit a taktó označované serpentínové hmoty sú charakteristické najnižšie indexy lomu medzi serpentínmi. Podľa P. M. Tatarinova et al. (1967) má deweylit $N_\gamma = 1,512$ — $1,529$, $N_\alpha = 1,512$ — $1,528$ a $D = 0,003$. Vzorky od Sedlíc majú optické vlastnosti ($N_\gamma = 1,560$, $N_\alpha = 1,552$, $D = 0,008$) blízke hodnotám, aké uvádza J. Kantor (1955). Proti označeniu deweylit aj podľa P. M. Tatarinova et al. (1967) a V. I. Michejeva (1957) svedčí najmä nízky obsah voľnej vody, ktorý je podľa J. Kantora aj našich výsledkov 0,60—0,70 %.

Snímky v TEM potvrdzujú prítomnosť chryzotilu aj lizarditu. Chryzotil tvorí vlákna (obr. 22), lizardit priepustné izometricko-tabuľkovité častice.

Brucit — nemalit (vzorka 30) sa vyskytuje vo vzorke ako zmes s chryzotilom. Brucit je doteraz známy z ultramafických telies mezozoika Západných Karpát len z Jakoviec (J. Zlocha — ústna informácia). Jeho prítomnosť jednoznačne dokázala rtg analýza a termická analýza, pri ktorých sa prejavuje endo-

termickým vrcholom pri 500 °C (obr. 23), vyvolaným dehydratáciou brucitu a premenou na periklas. Premena spôsobuje úbytok hmotnosti stanovený prepočtom na 37 %, kým ostatok pripadá na klnochryzotil identifikovaný elektrónovou difrakciou. Pre vláknitý tvar brucitu a intimne prerastanie s vláknami chryzotilu ho jednoznačne opticky identifikovať nemožno.

Záver

Na základe laboratórneho štúdia 22 vzoriek serpentínových minerálov ultramafických telies mezozoika Vnútrotných Západných Karpát sme dospeli k nasledujúcim záverom:

Serpentínovú hmotu rozmanitého sfarbenia, ktorá tvorí výrazne prevládajúcu časť objemu telies ultramafitov, tvorí lizardit a chryzotil vo variabilnom pomere. Ich identifikácia použitými metódami je jednoznačná. Veľkolupenité serpentíny uvádzané v minulosti ako „bastity“ sú z lizarditu alebo zo zmesi lizarditu a chryzotilu. Vlákňité žilné typy serpentínov zodpovedajú chryzotilu, aj keď niekedy sú jeho optické vlastnosti (najmä indexy lomu) atypické. Kórky a výplne dislokácií, sfarbené svetlozelene, pozostávajú z lizarditu, chryzotilu alebo ich zmesí v rozličnom pomere. Deweylit od Sedlíc (J. Kantor 1955) podľa výsledku difraktografickej a diferenciálnej termickej analýzy zodpovedá chryzotilu a podľa snímok v TEM obsahuje aj lizardity. V telese pri Jaklovciach bol vo

výplni žíl identifikovaný vláknitý brucit (nematit) spolu s klnochryzotilom.

Podľa získaných výsledkov možno horniny ultramafických telies v mezozoiku gemerika (meliatska séria a výskyty severne od voloveckého antiklinória) označiť ako lizarditovo-chryzotilové serpentinity. Antigorit sa tu nezistil. Podľa analógie je výskyt brucitu pravdepodobný aj v serpentinizovaných dunitických polohách ďalších ultramafických telies, a to za podmienky, že hydrotermálna fáza neobsahovala CO₂, lebo inak vzniká magnezit alebo dolomit.

Na základe prítomnosti lizarditu a chryzotilu II. generácie (výplň žiliek a dislokácií) usudzujeme, že tektonické procesy postihujúce ultramafické telesá ešte pred ich konečným umiestnením do súčasnej pozície nepresiahli teplotno-tlakové podmienky vzniku lizarditu a chryzotilu. Prítomnosť takých žiliek a výplní tektonických priestorov spolu so žilkami serpentínov chryzotilového typu („chryzotilový azbest“) svedčia o polyfázovom vzniku minerálneho obsahu ultramafických telies danej pozície.

Výsledky laboratórneho štúdia potvrdili, že identifikácia serpentínových minerálov len vo výbrusoch v polarizačnom mikroskope je nedostatočná, pretože ich morfológia je veľmi variabilná, a preto nemôže byť odlišovacím znakom. Ich identifikácia má význam nielen pre genézu ultramafických telies, ale aj z hľadiska azbestových surovín. Identifikácia musí byť komplexná a je nevyhnutné využívať najmä fyzikálno-chemické metódy.

AKTUALITA

Niekoľko hydrogeologických poznatkov z kryštalinika Nízkyh Tatier

VLADIMÍR DOVINA

Horninový masív kryštalinika sa všeobecne charakterizuje ako nízkozvodnený. Podrobnejšou analýzou hydrogeologických pomerov v závislosti od geologicko-tektonickej stavby možno vo zvodnení kryštalinika vidieť istú základnú diferenciáciu. Priaznivejšie podmienky na obeh a akumuláciu podzemnej vody sú v granitoidných horninách. Hydrogeologicky sú významné najmä niektoré oblasti tektonického porušenia horninového masívu umožňujúce v podmienkach zvýšenej puklinovej prie-

pustnosti a rozsiahlejšej drenáže intenzívnejší obeh a väčšiu akumuláciu podzemnej vody, vo viacerých prípadoch viac-menej aj bez ohľadu na petrografický charakter horninového masívu. Z hydrogeologického hľadiska je veľmi významná hydrogeologická funkcia mezozoika v tektonickej pozícii uprostred kryštalinika a hydrogeologická funkcia kvartérnych, najmä glaciogénnych sedimentov.

Migmatity sú celkove relatívne nízko zvodnené. Výdatnosť väčšiny prameňov zvyčajne nedosahuje $0,1 \text{ l.s}^{-1}$ a málokedy sa pohybuje medzi $0,1$ — $0,3 \text{ l.s}^{-1}$. Ojedinele vyvierajú pramene z puklín a plôch bridličnatosti a za priaznivejších podmienok akumulácie podzemnej vody dosahujú výdatnosť prevažne do $3,0 \text{ l.s}^{-1}$, resp. aj vyššiu.

V granitoidných horninách vyznačujúcich sa väčšou rozpukanosťou a roztvorenosťou puklín sú na obeh a akumuláciu podzemnej vody relatívne priaznivejšie podmienky. Prevažná časť početných puklinových a sutinovopuklinových prameňov má nízku výdatnosť, väčšinou medzi $0,01$ — $0,5 \text{ l.s}^{-1}$. Na oblasti väčšej rozpukanosti granitoidov a oblasti poruchových pásiem sa viažu aj pramene s výdatnosťou $1,0$ — $5,0 \text{ l.s}^{-1}$, vo viacerých prípadoch aj vyššiu.

Na relatívne priaznivejšie zvodnenie granitoidných hornín poukazujú aj výtoky z banských štôlní v antimonitovom ložisku v Dúbrave. V období jesenného minima sa 22. 9. 1979 z Nižnej štôlne v doline Chabenec zaznamenal výtok $0,45 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $5,0^\circ\text{C}$, Tvzd $11,6^\circ\text{C}$) a 23. 9. 1979 zo štôlne Chabenec výtok $0,72 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $6,1^\circ\text{C}$, Tvzd $14,3^\circ\text{C}$), zo štôlne Dana $0,74 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $5,5^\circ\text{C}$, Tvzd $11,6^\circ\text{C}$), z Hlavného prekopu $10,17 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $5,2^\circ\text{C}$, Tvzd $13,2^\circ\text{C}$), zo štôlne Samuel $0,70 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $6,2^\circ\text{C}$, Tvzd $13,2^\circ\text{C}$), zo štôlne Svätopluk $4,15 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $6,2^\circ\text{C}$, Tvzd $13,9^\circ\text{C}$), zo štôlne Rakytová $6,21 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $6,8^\circ\text{C}$, Tvzd $10,4^\circ\text{C}$), zo starej zavalenej štôlne v nepomenovanej bočnej dolinke 500 m nad k. $919,5 \text{ m}$ $0,26 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $4,9^\circ\text{C}$, Tvzd $16,6^\circ\text{C}$), zo Spodnej štôlne Ignác $5,75 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $6,1^\circ\text{C}$, Tvzd $16,4^\circ\text{C}$), z Martina-prekopu $0,71 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $7,8^\circ\text{C}$, Tvzd $16,7^\circ\text{C}$) a z Flotačnej štôlne bol dokumentovaný výtok $2,20 \text{ l.s}^{-1}$ (Tv $7,1^\circ\text{C}$, Tvzd $16,7^\circ\text{C}$) banskej vody. Celkove bol dokumentovaný výtok $32,06 \text{ l.s}^{-1}$ banskej vody. Priepustné a zvodnené úseky v horninovom masíve granitoidov sa viažu na miesta s dobrou spojitou a otvorenosťou puklín. Pukliny v poruchových pásmach sú spravidla vyplnené druhotnými produktmi, sú málo otvorené, málo priepustné, a preto aj nízkozvodnené.

Istý obraz o zvodnení granitoidných hornín poskytujú aj minimálne špecifické podzemné odtoky. Na ich charakteristiku sa v oblasti severných svahov Nízkych Tatier použili špecifické odtoky vypočítané z prietokov prekročených priemerne počas 355 dní v roku (z tzv. praktických miním) v povodiach s vodomernými profilmi účelovej a štátnej pozorovacej siete Hydrometeorologického ústavu. V hydrologických rokoch 1971—1977 v povodí Kľačianky sa dokumentovali špecifické odtoky $5,86$ — $10,94 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ s priemerom $8,15 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, v povodí Križianky $5,30$ — $17,47 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ s priemerom $11,59 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, v povodí Mošnice $4,46$ — $7,23 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ s priemerom $6,40 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, v povodí Zadnej vody $2,61$ — $9,73 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ s priemerom $6,58 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, v povodí Demänovky $3,03$ — $10,81 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ s priemerom $5,51 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ v povodí Bystrej $3,69$ — $10,27 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ s priemerom $5,96 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ a v povodí Štiavnice $8,23$ — $14,38 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ s priemerom $10,51 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Pomerne vysoké hodnoty týchto špecifických odtokov poukazujú na relatívne dobrú infiltračnú a akumuláciu schopnosť horninového masívu granitoidov ako celku na jednej strane a na strane druhej poukazujú aj na významnú hydrogeologickú funkciu glaciogénnych sedimentov, v povodí Štiavnice aj na významnú hydrogeologickú funkciu mezozoika v tektonickej pozícii uprostred kryštalinika (synklinály Kónského grúňa, ale najmä synklinály Trangošky). Pri komplexnom hodnotení hydrogeologických pomerov treba posúdiť aj vplyv klimatických, najmä zrážkových, ako aj geomorfologických pomerov.

Mineralia slov.
12 (1980), 6, 507—531

Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy

RUDOLF RUDINEC

Moravské naftové doly Hodonín, prieskumný závod Michalovce, Priemyselná ulica,
071 01 Michalovce

(4 obr. v texte)
Doručené 29. 5. 1979

Предпосылки возникновения месторождений нефти и газа в донеогеновом фундаменте неогеновой впадины Восточной Словакии

Почвенные свиты неогенных осадков разделены тектоническими линиями на блоки и большие тектонические плиты. Разломы, по которым повторялись движения и которые достигают больших глубин являлись подходящими путями для вулканической деятельности в неогене. Поскольку отсутствуют измерения типа ГСС, невозможно во фундаменте определить другие тектонические линии первого порядка кроме продолжения загребско-земплинской линии. Между большими допалеогенными тектоническими единицами надо отметить гемериды надвинутые на вепориды, дальше надвиг земплинского блока с юга вдоль прешовско-сланской линии на вепориды и поздишевско-инячевскую единицу, в кровле которой во форме покрова залегает гуменское мезозойкум. Внутреннекарпатский палеоген является перспективным по отношению к аккумуляции нефти и газа. Более перспективными являются мезозойские карбонаты и палеозойские осадки поздишевско-инячевской единицы.

Possibilities of oil and gas occurrences in the pre-Neogene basement of the East Slovakian Neogene basin

Single rock sequences of the pre-Neogene basement are disturbed by faults and overthrust surfaces dividing the structure into higher tectonic units. Faults along which movements repeated disturb even the pre-Neogene basement creating feeding channels for the volcanic activity during the Neogene. Fault lines of first order may be not interpreted due to the lack of DSS data from the area. Only the continuation of the Zagreb—Zemplín line may be proved. Main tectonic units represent the Gemeride unit overthrust onto the Veporides of the Čierna hora unit, the Zemplín block overthrust from

the S along the Prešov — Slanec line onto the Veporides and the Pozdišovce — Iňačovce unit with the nappe structure of the Humenné Mesozoic range above it. The Central Carpathian Paleogene yields the less perspectives for new occurrences of oil and gas in the basement. More perspectives appear in Mesozoic carbonates and in Paleozoic rocks of the Pozdišovce — Iňačovce unit. These structures will be the targets of further hydrocarbon exploration in the basement.

V súlade so všeobecným úsilím objavovať ďalšie ložiská nafty a zemného plynu sa budú prieskumné práce v oblasti východoslovenského neogénu postupne orientovať aj na jeho podložie. Z tohto aspektu podávame v príspevku analýzu a ocenenie súvrství z podložia neogénnej výplne vychádzajúcu z novej, resp. novodoplnenej interpretácie geologickej stavby územia.

Zásluhou prieskumných prác je, že sa tohto územia v ostatnom čase dotýkalo viacero analýz a štúdií venovaných rozličným otázkam. Skôr ako zaujmeme stanovisko k náhľadom týkajúcim sa predkladanej koncepcie, uvedieme na základe nových výsledkov litostratigrafickú charakteristiku prevrátených súvrství z podložia neogénu.

Stratigraficko-litologická charakteristika predneogénnych súvrství

Najmladším súvrstvím v podloží neogénu na východnom Slovensku je vnútrokarpatský paleogén, ktorý doteraz zistili iba v severovýchodnej časti panvy vrt Prešov-1 ako jemnorýtmický až hruborýtmický flyš (obr. 1). Litologicky ide o sivý až

svetlosivý ílovec s polohami a vrstvičkami jemnozrnného až strednozrnného pieskovca, v bazálnej časti so zlepencom. Podľa M. Holzknechta (1974) faunistický komplex zodpovedá vrchnému eocénu až spodnému oligocénu. Vrt Trhovište-26 navrátil sivý drobový pieskovec a čiernosivé dolomitické až vápnité siltovce patriace do eocénu (R. Rudinec 1978). Bazálna časť vnútrokarpatského paleogénu s rumulitmi bola zachytená aj v podvihorlatskej oblasti.

V podloží neogénnej výplne predpokladáme rozšírenie tohto súvrstvia v severnej časti Košickej kotliny až po priečny drienovsko-hanušovský hrad (R. Rudinec 1973), na ktorého severných svahoch súvrstvie vyклиňuje (obr. 4, rez IV — IV'). Vo Východoslovenskej nížine najmä v severnej okrajovej časti a v úzkom pruhu predpokladáme podobne ako J. Janků (1972) jeho pokračovanie, pomerne ďaleko na J v centrálnej časti panvy až po severozápadné svahy čičarovskej elevácie. V podvihorlatskej oblasti je prítomný v choňkovskej depresii (obr. 2, 3, rez II — II' a III — III'). Možné je aj rozšírenie tohto súvrstvia v depresnej časti pod Slan-

skými vrchmi.

Mezozoikum v podloží neogénnej výplne zachytil rad vrto v, a to najmä v Košickej kotline. Severne od drienovsko-hanušovského hrastu navrtal vrt Prešov-1 malý interval mezozoických karbonátových hornín pod eocénom. Podľa regionálnej korelácie tieto horniny zodpovedajú humenskému mezozoiku (križňanský príkrov; J. Nemček — R. Rudinec 1978). Ide o dolomitické brekcie, dolomitický vápenec, v ktorom sa vyskytuje sivozelený a ružovosivý dolomitický ílovec. Stratigraficky sa komplex podľa foraminiforovej fauny a výsledkov palinológie zaraďuje do vrchného triasu (A. Kullmanová 1974).

V centrálnej časti Košickej kotliny boli mezozoické horniny zachytené v širokom rozsahu v plošnom aj vertikálnom smere. Ide o tmavý brekciovitý silne rozdrobený dolomit, miestami dolomitický vápenec s nevýraznými vložkami tmavých bridlíc. Súvrstvie je charakteristické nedostatkom mikrofosilií a sporomorf. J. Kullmanová (1970) ho zaraďuje do mezozoika Čiernej hory, najpravdepodobnejšie do ružínskej série.

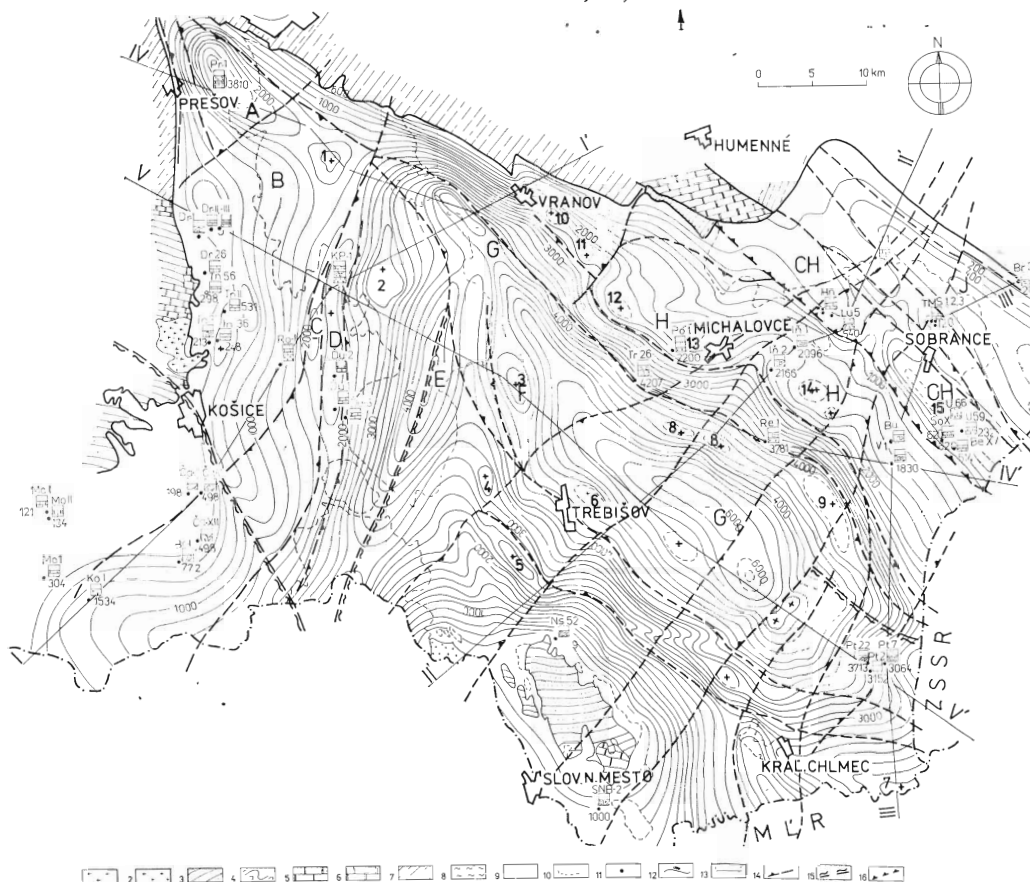
V spodnej časti dolomitického súvrstvia sú pestré fialovohnedé piesčité bridlice, najpravdepodobnejšie verfénskeho veku. Spodnú časť mezozoika reprezentuje biely dymovosivý a ružovkastý kremenec a kremitý pieskovec s ojedinelými polohami ílovitého pieskovca. Podľa podrobnej plošnej korelácie s radom

vrto v ide o ekvivalentné súvrstvie obalovej série Čiernej hory (R. Rudinec 1973). Hrúbka súvrstvia od Z na V vzrastá od 300 až nad 1000 m (vrty Ďurkov; obr. 1). Predpokladáme, že tento mohutný mezozoický komplex prechádza z Košickej kotliny pod Slanské vrchy (obr. 4, rez V — V').

V juhozápadnej časti Košickej kotliny vrt Mo-1 a Moldava I a II zachytili spodnotriasové súvrstvia, ktoré buduje svetlosivý kremeňový pieskovec až kremence a pestrofarebné bridlice. Súvrstvie patrí do gemeridného mezozoika.

Mezozoické horniny s pomerne malým plošným rozsahom sú známe aj z juhovýchodnej časti zemplínskeho ostrova z oblasti Ladmoviec, kde tvoria netriedený zlepenec prechádzajúci do karbonátového vápenato-dolomitického vrchnotriasového komplexu.

Ďalším výskytom mezozoických hornín je podvihorlatská oblasť. V nej súvrstvia vystupujú bezprostredne v podloží neogénu na výrazných eleváciách tzv. sobrancko-užhorodského hrastu (R. Rudinec — J. Slávik 1970) a v podloží centrálnokarpatského paleogénu v choňkovskej depresii (obr. 1, 2, 3, rez II — II', III — III'). Ide o pokračovanie komplexu hornín patriacich do humenského mezozoika. Stratigrafické rozpätie hornín je od triasu po vrchnú kriedu. Litolicky sa na ich stavbe zúčastňuje komplex karbonátovo-sedimentárnych hornín, ako je dolomit, dolo-



Obr. 1. Štruktúrna mapa povrchu predneogénneho podložja, jeho tektonická interpretácia a perspektívne oblasti (R. Rudinec 1979). Vysvetlivky: 1 — kryštalinikum na povrchu, 2 — kryštalinikum vo vrte, 3 — paleozoikum na povrchu, 4 — paleozoikum vo vrte, 5 — mezozoikum na povrchu, 6 — mezozoikum vo vrte, 7 — vnútrokarpatský paleogén na povrchu, 8 — vnútrokarpatský paleogén vo vrte, 9 — neogénna výplň, 10 — okraj neovulkanitov, 11 — situácia vrtu, ktorý zachytil predneogénne podložie, 12 — štruktúrne línie, 13 — geologické rezy, 14 — zlomy prechádzajúce do predneogénneho podložja, 15 — násuny vyšších jednotiek a blokov, 16 — násun príkrovu

Označenie vrtov: Košická kotlina: Bo — Bočiar, Ča — Čaňa, Dr — Drienov, Ko — Komárovice, K. P. — Kecerovské Pekľany, Mo — Moldava, Pr — Prešov, Ro — Rozhanovce, Tn — Ťahanovce, Du — Ďurkov. Východoslovenská nížina: Be — Bežovce, Bu — Bunkovce, Br — Borofa, Hn — Hnojné, Iň — Iňačovce, J — Jovsa, L — Lúčky, Ns — Novosad, Po — Pozdišovce, Pt — Ptruksa, Re — Rebrín, Tr — Trhovište, TMS — Sobrance, kúpele, SNB — Streda nad Bodrogom, So — Sobrance, V — Vysoká, U — Sejkov (uholné vrty).

Hlavné morfoštruktúrne celky v podloží neogénu: A — prešovská depresia, B — drienovsko-hanušovský hrast, C — čižatická depresia, D — Ďurkovsko-peklanský hrast, E — slanská depresia, F — albinovská elevácia, G — sačurovsko-horovsko-obo-rínska depresia, H — pozdišovsko-iňačovská elevačná zóna, CH — humensko-užho-rský hrast, I — sobranecký hrast, J — choňkovská depresia.

Perspektívne oblasti: 1 — drienovský hrast, 2 — anomália V od Kecerovských Pekľan, 3 — Albinov, 4 — Sečovce-juh, 5 — Nižný Žipov, 6 — Ložin, 7 — Trakany, 8 — Bánovce — Lastomír, 9 — Stretava — Senné — Pavlovce, 10 — Hencovce, 11 —

Nižný Hrabovec, 12 — Lesné, 13 — Pozdišovce, 14 — Iňačovce, 15 — Sobrance.

Fig. 1. Structural map of the pre-Neogene basement, its tectonic subdivision and perspective areas for hydrocarbon exploration (compiled by R. Rudinec 1979). Explanations: 1 — crystalline on the surface, 2 — crystalline in borehole, 3 — Paleozoic on the surface, 4 — Paleozoic in borehole, 5 — Mesozoic in the surface, 6 — Mesozoic in borehole, 7 — Central Carpathian Paleogene on the surface, 8 — Central Carpathian Paleogene in borehole, 9 — Neogene (in borehole logs), 10 — limits of neovolcanic areas, 11 — borehole site, 12 — isoline of the basement depth, 13 — profile, 14 — faults penetrating the basement, 15 — overthrust of higher structural units and blocks, 16 — nappe overthrust surface.

Borehole site: *Košice basin*: Bo — Bočiar, Ča — Čaňa, Dr — Drienov, Ko — Komárovce, K. P. — Kecerovské Pekľany, Mo — Moldava, Pr — Prešov, Ro — Rozhanovce, Tn — Ťahanovce, Ďu — Ďurkov. *East Slovakian lowland*: Be — Bežovce, Bu — Bunkovce, Br — Borofa, Hn — Hnojné, Ih — Iňačovce, J — Jovsa, L — Lúčky, Ns — Novosad, Po — Pozdišovce, Pt — Ptrukša, Re — Rebrín, Tr — Trhovište, TMS — Sobrance spa, SNB — Streda nad Bodrogom, So — Sobrance, V — Vysoká, U — Sejkov (coal prospection drillings).

Main morphostructural units in the basement of the Neogene: A — Prešov depression, B — Drienovec — Hanušovce horst, C — Čižatice depression, D — Ďurkov — Pekľany horst, E — Slanec depression, F — Albinov elevation, G — Sačurov — Horov — Oborín depression, H — Pozdišovce — Iňačovce elevation zone, CH — Humenné — Uzhgorod horst, I — Sobranec horst, J — Choňkovce depression.

Perspective areas: 1 — Drienovec horst, 2 — anomaly to the E from Kecerovské Pekľany, 3 — Albinov, 4 — Sečovce southern area, 5 — Nižný Žipov, 6 — Ložín, 7 — Trakany, 8 — Bánovce — Lastomir, 9 — Stretava — Senné — Pavlovce, 10 — Hencovce, 11 — Nižný Hrabovec, 12 — Lesné, 13 — Pozdišovce, 14 — Iňačovce, 15 — Sobrance.

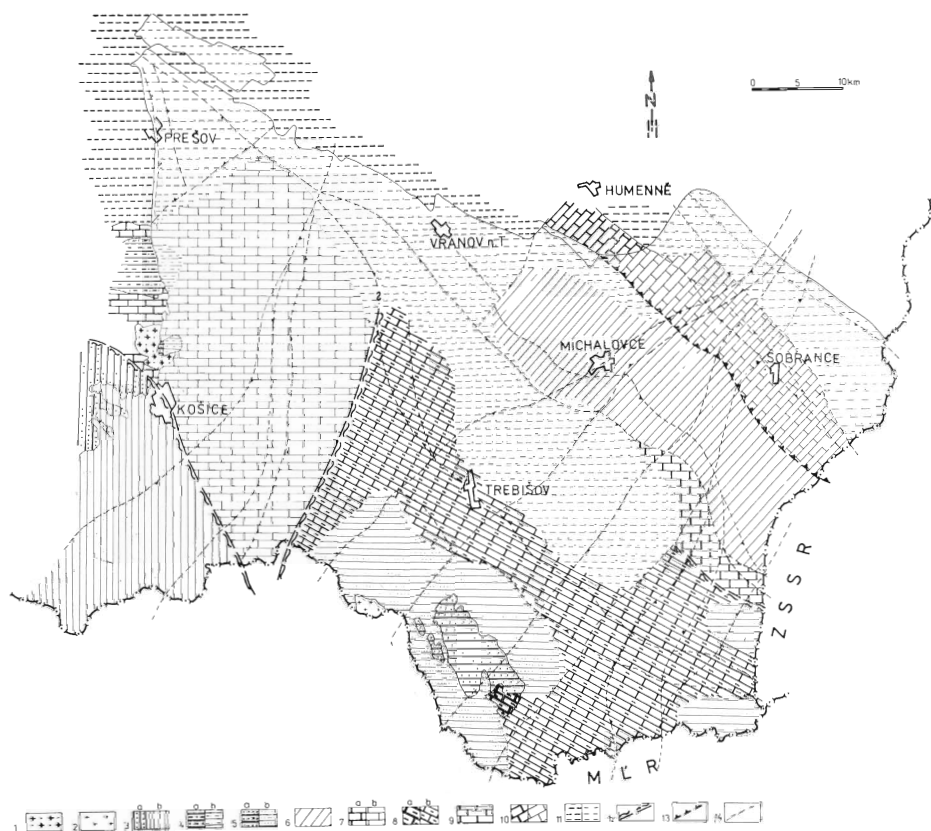
mitický vápenec, slieňovce a ílovce až bridlice, a to v rozličnom zastúpení a v nerovnakom rozsahu.

Paleozoikum patriace ku gemeriku zachytili v juhozápadnej časti Košickej kotliny viaceré vrty (Čaňa—Bočiar, obr. 1). Stratigraficky možno tieto horniny paralelizovať s rakoveckou skupinou a litologicky ide o chloritické, chloriticko-sericitické a sericiticko-kremenné fylity.

V centrálnej časti Košickej kotliny paleozoické podložie, ktoré patrí do Čiernej hory, zachytili vrty Ťahanovce-37 a Kecerovské Pekľany-1. Súvrstvie prevažne patrí do permu a buduje ho hrubozrnný červohnedý až fialovohnedý drobový pieskovec s polohami zlepenca a ojedinele aj bridlice. V ich podloží je svetlý kremitý pieskovec, asi karbónskeho veku (obr. 3, rez I — I',

obr. 4, rez V — V').

Paleozoické horniny vychádzajú na povrch východne od Slanských vrchov v juhozápadnej časti Východoslovenskej nížiny v tzv. zemplínskom ostrove. Podľa posledných prác z tejto časti študovanej oblasti (P. Grecula — K. Együd 1977b) patria paleozoické horniny do obalového permu a zvrásneného permokarbónu. Obalový perm reprezentujú hlavne pestré zlepence. Vrchný karbón v bazálnej časti zastupujú zlepence s vložkami sivých drobových bridlíc s malým podielom drobového pieskovca a pieskovca. Pre súvrstvie sú typické slojky antracitu mocné niekoľko cm až 2,2 m. Najvrchnejšiu časť súvrstvia tvorí drobovo-pieskovcové súvrstvie s menším podielom tmavosivých bridlíc. Z vulkanických hornín sú tu zastúpené sivozelené kremenité



Obr. 2. Odkrytá mapa rozšírenia predneogénnych súvrství v podloží neogénu na východnom Slovensku (R. Rudinec 1979). Vysvetlivky: 1 — kryštalinikum Čiernej hory, 2 — kryštalinikum zemplínskeho bloku, 3 — paleozoikum gemerika: a — na povrchu, b — prekryté, 4 — paleozoikum Čiernej hory: a — na povrchu, b — prekryté, 5 — paleozoikum zemplínskeho bloku: a — na povrchu, b — prekryté, 6 — paleozoikum podišovsko-iňačovskej jednotky, 7 — mezozoikum Čiernej hory: a — na povrchu, b — prekryté, 8 — mezozoikum zemplínskeho bloku: a — na povrchu, b — prekryté, 9 — mezozoikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky, 10 — humenské mezozoikum: a — na povrchu, b — prekryté, 11 — vnútrokarpatský paleogén: a — na povrchu, b — prekryté, 12 — násuny vyšších jednotiek a blokov, 13 — násun príkrovu, 14 — zlomy prechádzajúce do predneogénneho podložja

Fig. 2. Uncovered map of pre-Neogene units in Eastern Slovakia (compiled by R. Rudinec 1979). Explanations: 1 — crystalline of the Čierna hora unit, 2 — crystalline of the Zemplín block, 3 — Paleozoic of the Gemerides, a — surficial, b — buried, 4 — Paleozoic of the Čierna hora unit, a — surficial, b — buried, 5 — Paleozoic of the Zemplín block, a — surficial, b — buried, 6 — Paleozoic of the Pozdišovce — Iňačovce unit, 7 — Mesozoic of the Čierna hora unit, a — surficial, b — buried, 8 — Mesozoic of the Zemplín block, a — surficial, b — buried, 9 — Mesozoic of the Pozdišovce — Iňačovce unit, 10 — Mesozoic in the Humenné unit, a — surficial, b — buried, 11 — Central Carpathian Paleogene, a — surficial, b — buried, 12 — overthrust surfaces of higher structural units and blocks, 13 — nappe overthrust surface, 14 — fault penetrating the pre-Neogene basement.

porfýry a ich pyroklastiká charakteru ignimbritov. V nadloží vulkanitov sú tenké lavice slienitého pieskovca.

Prechod do vyššieho permského súvrstvia je pozvoľný, hranica nie je totožná s pestrým sfarbením sedimentov, ale je nižšie. Litologicky perm budujú zlepence, hnedočervené až zelené drobové pieskovce s menším zastúpením drobových bridlíc, ďalej sivozelené kremenité porfýry a ich tufy. Vrchnú časť súvrstvia tvoria nesľudnaté aleuritické bridlice hnedočervenej farby. B. Bouček a A. Příbyl (1950) ich označujú ako černochovské vrstvy a pod spodným bádenom ich zachytil vrt Ns 52 (obr. 1).

Paleozoické horniny vystupujú v podloží neogénu aj v juhovýchodnej a severovýchodnej časti Východoslovenskej nížiny. V juhovýchodnej časti je to na štruktúre Ptrukša, kde bola zachytená vrchná časť morfolologickej elevácie (vrty Ptrukša-2, 7, 22; obr. 1, 4, rez V — V'). Tá je najpravdepodobnejšie súčasťou zemplínskeho ostrova a tvorí tzv. zemplínsky blok (R. Rudinec — J. Slávik 1970). Stratigraficky súvrstvie patrí do vrchného permu (E. Plandrová — J. Slávik 1977). Podľa J. Magyara (1975b) ide litologicky hlavne o svetlozelenosivý strednozrnný až hrubozrnný kremeňový a arkózovitý pieskovec a arkózy a o sivozelené a zelené bridlice. Ich vertikálne prechody sú pozvoľné. Výsledky mineralogicko-

štruktúrne svedčia o zvýšenom obsahu živca a o zlej, ojedinele slabšej vytriedenosti klastík. Na sedimentárno-klastické horniny sa viaže sulfidicko-barytová mineralizácia (obr. 3, rez III — III').

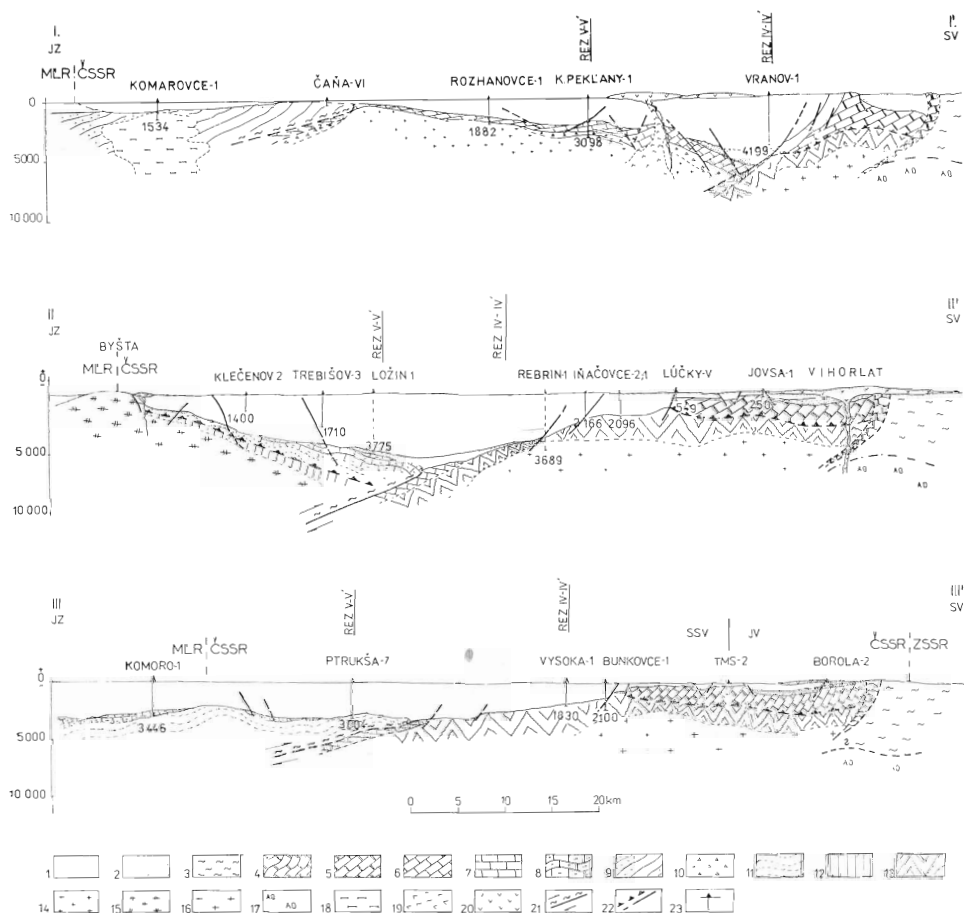
Paleozoické horniny v pomerne rozsiahlom pruhu zachytil v severovýchodnom krídle panvy v tzv. pozdišovsko-iňačovskom bloku (R. Rudinec — J. Slávik 1970) vrt Pozdišovce-1, Iňačovce-1, 2, Trhovište-26, Rebrín-1, Vysoká-1 a Bunkovce-1 (obr. 1). Pôvodne sa na základe vzoriek z vrtu Pozdišovce-1 (1960) zaraďoval tento blok (O. Fušán 1960) do karbónu, a to bez priamych paleontologických dôkazov. Litologicky ide o sericiticko-chloritické až grafitické bridlice, ktoré prechádzajú do fylitov a pri báze až do svorov. Toto stratigrafické začlenenie v ďalších rokoch viacerí autori prebrali a analogicky aplikovali na iné vrty v tomto bloku.

Na základe podrobného petrografického štúdia vzoriek z vrtu Trhovište-26 a ich porovnania s ostatnými vrtmi, ktoré v severovýchodnej časti Východoslovenskej nížiny zachytili predneogénne podložie, J. Magyar (1976) určil, že tu okrem vzoriek zo spodnej časti vrtu Pozdišovce-1 a Rebrín-1 nejde o metamorfované horniny, ale o katiageneticky spevnené slienité bridlice. Miestami ich zastupujú tmavosivé až čierne bitúmenové bridlice, ďalej sivé, sivobiele, sivozelené, bridlice, piesčité vápence a

kalciticko-dolomitické prachovce. Na základe peľových analýz z vrtu Pozdišovce-1 (E. Planderová — J. Slávik 1977) sa väčšia časť tohto súvrstvia stratigraficky zaraďuje do vrchného permu až spodného triasu? Spodnému triasu by azda mohli zodpovedať nevýrazné vrstvičky svetlosivého kryštalickeho vápence s obsahom detritickej prímesi (M. Zádrapa 1966) známeho z vrtu Iňačovce-1 (R. Rudinec 1969).

Najväčší, takmer 900 m hrubý profil týchto hornín prevráta vrt Bunkovce-1 (obr. 1). Doterajšie analýzy fauny a peľu poukázali na sterilitu súvrstvia, a tak podľa korelácie s vrtmi Vysoká-1, Iňačovce-1 a 2 a charakteristického sfarbenia sa súvrstvie zaraďuje do permu a v bazálnej časti azda až do karbónu (J. Magyar — R. Rudinec 1979).

Litologicky paleozoický komplex hornín vo vrchnej časti charakteri-



zujú svetlé, zelenosivé, ílovité, ílovito-piesčité slienité bridlice, ktoré sa striedajú s polohami a vrstvičkami sivého vápenca, slieňovca a čiernych bitúmenových bridlíc. Dole komplex prechádza do 300 m mocného súvrstvia červenofialových silne vápenatých bridlíc so závalkami karbonátov. Smerom k báze možno pozorovať úbytok pestrejších polôh, znižuje sa obsah karbonátov a badať účinky slabej metamorfózy.

Celý bridličnatý komplex pozdišovsko-iňačovského bloku je miestami silno prevrásnený a taktiež možno tu pozorovať striedanie tmavších polôh bridlíc so svetlejšími — vápenatými, ktoré vytvárajú pravidelné symetrické bridličnaté foliačné plochy. V najvrchnejších

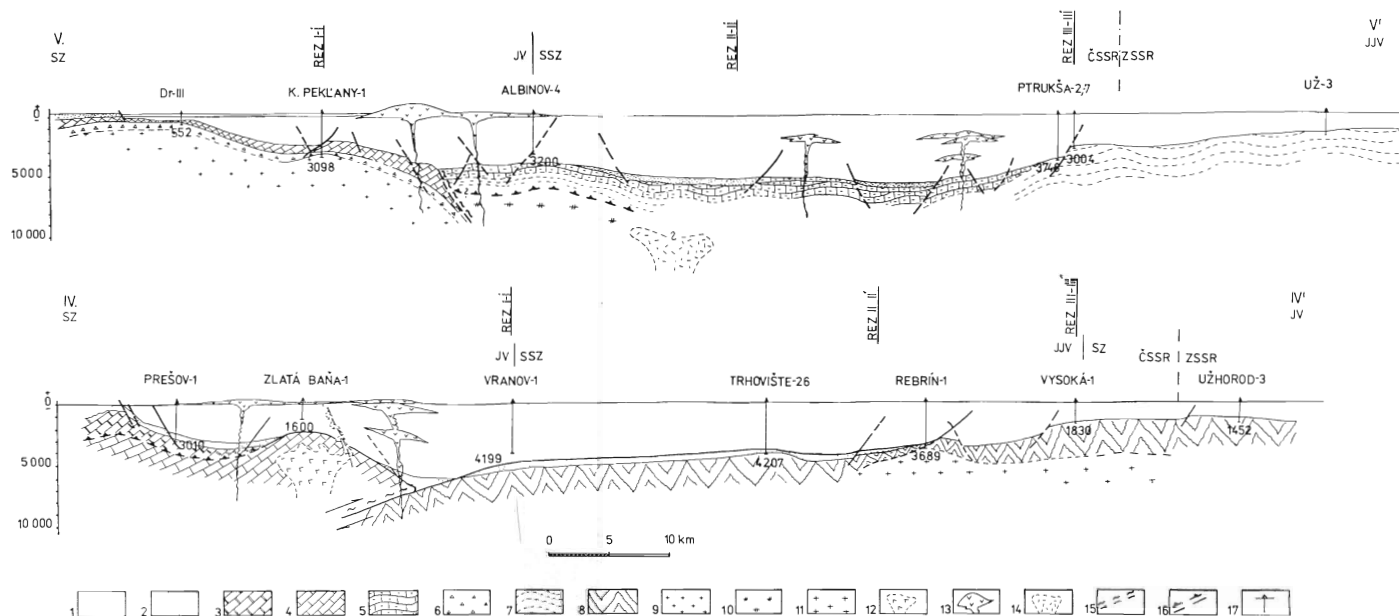
časťiach permu sa vo vrte Pozdišovce-1 zistili nevýrazné vrstvičky a vložky sadrovcov.

Kryštalinikum vystupuje spod sedimentárnej výplne na povrch iba v okolí Byšty v pohraničnej oblasti s MLR (obr. 1). Vrty v podloží mezozoika (Rozhanovce-1) a paleozoika (Kecеровské Pekľany-1) ho zachytili v centrálnej časti Košickej kotliny (obr. 3, rez I — I').

Predvariské (proterozoické?) jadro zemplínskeho ostrova z okolia Byšty je mezozonálne až katazonálne metamorfované. Tvoria ho chloriticko-muskovitické a sericitické svory, sericiticko-kremité fylonity, grafiticko-muskovitické svory a sillimaniticko-granatické biotické pararuly (J. M a g y a r 1969).

Obr. 3. Pričné geologické rezy podloží východoslovenskej neogénnej panvy (R. Rudinec 1979). Vysvetlivky: 1 — neogénna výplň, 2 — vnútrokarpatský paleogén, 3 — vonkajší flyš, 4 — bradlové pásmo, 5 — humenské mezozoikum (križňanský príkrov?), 6 — mezozoikum Čiernej hory, 7 — mezozoikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky, 8 — mezozoikum zemplínskeho bloku, 9 — paleozoikum gernerika (silúr — devón), 10 — paleozoikum Čiernej hory (perm — karbón ?), 11 — zvrásnené paleozoikum zemplínskeho bloku (permokarbón), 12 — obalové paleozoikum zemplínskeho bloku (perm), 13 — paleozoikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky (vrchný perm — karbón?), 14 — kryštalinikum Čiernej hory, 15 — kryštalinikum zemplínskeho bloku, 16 — kryštalinikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky, 17 — angažovaná platforma, resp. ponorené príkrovy?, 18 — hlbinné teleso gabropegmatitu, 19 — hlbinné teleso dioritu, 20 — neovulkanity, 21 — násunové línie vyšších jednotiek a blokov, 22 — násun príkrovu a zlomy, 23 — hlbinné vrty

Fig. 3. Transversal geological profiles of the East Slovakian Neogene basin basement (compiled by R. Rudinec 1979). Explanations: 1 — Neogene basin filling, 2 — Central Carpathian Paleogene, 3 — the outer flysch belt, 4 — the Klippen Belt, 5 — the Humenné Mesozoic (Križna nappe?), 6 — Mesozoic of the Čierna hora unit, 7 — Mesozoic of the Pozdišovce — Iňačovce unit, 8 — Mesozoic of the Zemplín block, 9 — Paleozoic of the Gernerides (Silurian to Devonian), 10 — Paleozoic of the Čierna hora unit (Carboniferous? to Permian), 11 — folded Paleozoic sequence of the Zemplín block (Carboniferous to Permian), 12 — Paleozoic cover („envelope“ unit) of the Zemplín block, Permian, 13 — Paleozoic of the Pozdišovce — Iňačovce unit (Carboniferous? to Upper Permian), 14 — crystalline of the Čierna hora unit, 15 — crystalline of the Zemplín block, 16 — crystalline of the Pozdišovce — Iňačovce unit, 17 — tectonically involved platform structure or buried nappe (?), 18 — gabbroid intrusive mass, 19 — intrusive rock mass of diorite composition, 20 — neovolcanite, 21 — overthrust of higher structural unit and block, 22 — nappe overthrust surface and fault, 23 — structural borehole.



Obr. 4. Pozdĺžne geologické rezy podloží východoslovenskej neogénnej panvy (R. Rudinec 1979). Vysvetlivky: 1 — neogénna výplň, 2 — vnútrokarpatský paleogén, 3 — humenské mezozoikum (križňanský príkrov ?), 4 — mezozoikum Čiernej hory, 5 — mezozoikum zemplínskeho bloku, 6 — paleozoikum Čiernej hory — veporikum (perm — karbón ?), 7 — paleozoikum zvrásneného zemplínskeho bloku (permokarbón), 8 — paleozoikum pozdišovsko-inačovskej jednotky, 9 — kryštalínium Čiernej hory, 10 — kryštalínium zemplínskeho bloku, 11 — kryštalínium pozdišovsko-inačovskej jednotky, 12 — hlbinné teleso dioritu, 13 — neovulkanity, 14 — hlbinné teleso (magmatický kozub), 15 — násunové línie vyšších jednotiek a blokov, 16 — násun príkrovu a zlomy, 17 — hlbinné vrtý.

Fig. 4. Longitudinal geological profiles of the East Slovakian Neogene basin basement (compiled by R. Rudinec 1979). Explanations: 1 — Neogene basin filling, 2 — Central Carpathian Paleogene, 3 — the Humenné Mesozoic unit (Križňanský nappe ?), 4 — Mesozoic of the Čierna hora unit, 5 — Mesozoic of the Zemplín block, 6 — Paleozoic of the Čierna hora unit (Carboniferous? to Permian), 7 — Paleozoic of the folded Zemplín block (Carboniferous to Permian), 8 — Paleozoic of the Pozdišovce — Iňačovce unit (Carboniferous? to Upper Permian), 9 — crystalline of the Čierna hora unit, 10 — crystalline of the Zemplín block, 11 — crystalline of the Pozdišovce — Iňačovce unit, 12 — intrusive body of diorite composition, 13 — neovolcanite, 14 — deep-seated eruptive body (magmatic chamber), 15 — overthrust surface of higher structural block and unit, 16 — nappe overthrust surface and fault, 17 — deep structural borehole.

Vek protokryštalizácie svorov prevrátených v Maďarsku neďaleko od hraníc ČSSR vo vrte Felsőregmec, stanovený metódou Rb/Sr, je asymptický a ich metamorfizmus variský (G. Pantó 1966, 1969 in J. Slávik 1974).

Kryštalické horniny zachytené vo vrtoch Kecerovské Pekľany-1 a Rozhanovce-1 (obr. 1) sú podľa J. Magyara (1973) totožné s kryštalinikom Čiernej hory. Petrograficky ide o diaforizované sivozelené chloriticko-muskovitické svory, tmavozelené chloritické svory, tmavosivé grafiticko-muskovitické svory a sivozelené blastomylonity.

Podľa petrografických analýz (J. Magyar 1975c) sú si kryštalické horniny od Byšty a vrtmi zachytené v centrálnej časti Košickej kotliny podobné a dajú sa korelovať s kryštalinikom Čiernej hory.

Vo Východoslovenskej nížine je v podloží paleozoických bridlíc pozdišovsko-iňačovského bloku komplex hornín z chloritických a kremeňovo-sericitických fylitov a kremeňových svorov, J. Magyar (1976) ho zaraďuje do kryštalinika. Takéto horniny v spodnej časti zachytil vrt Pozdišovce-1 a Rebrín-1 (obr. 1). Pokračovanie kryštalických hornín predpokladáme ďalej na S a SV až po bradlové pásmo. V jeho predpolí sa kryštalinikum dostáva štruktúrne pomerne vysoko (oblasť Sobraniec), čo mohlo vyvolať najvyššiu kladnú gravimetrickú ano-

máliu v Západných Karpatoch (obr. 3).

Hlbinné telesá

V juhozápadnej časti Košickej kotliny zachytil hlboký vrt Komárovce-1 pod neogénom ultrabáziká — gabropegmatity (D. Hovorka et al. 1977; obr. 3, rez I — I').

Geofyzikálne merania (gravimetria a magnetika) vo vulkanickom masíve Slanských vrchov a ich konfrontácia s rudným prieskumom (vrt Zlatá Baňa, Makovica) ukazujú na existenciu hlbinných telies dioritového typu v podloží drienovsko-hanušovského hrastu (obr. 4, rez IV — IV') a výraznej elevácie východne od vrtu Kecerovské Pekľany (obr. 3, rez I — I').

Na základe analýzy teplotného poľa a geomagnetického prieskumu sa v podloží Východoslovenskej nížiny približne v priestore Sečovce—Lastomír predpokladá hlbinné teleso (magmatický kozub, R. Rudinec 1976). Existenciu takéhoto telesa potvrdila aj komplexná analýza geofyzikálnych materiálov (L. Pospíšil — M. Filo 1977; obr. 4, rez V — V').

Reliéf predneogénneho podložia a jeho hlavné morfoštruktúrne celky

Morfológia podložia neogénnej výplne má zhruba prepadlinovo-brachysynklinálnu stavbu s maximálnou hĺbkou okolo 6500 m na JV

od Trebišova. Smerom od Z na V boli v podloží neogénu vyčlenené tieto výraznejšie morfoštruktúrne celky (obr. 1): prešovská depresia (A), ktorá je východne od Prešova pretiahnutá v smere SZ—JV a s hĺbkou neogénnej výplne okolo 2500 m. Na JV ju ohraničuje priečny drienovsko-hanušovský hrast (B), (R. Rudinec 1973), ktorý prebieha smerom SV—JZ a pokračuje na SV pod neovulkanity Slanských vrchov a flyšové súvrstvia.

V centrálnej časti Košickej kotliny je to čižatická depresia (C) smeru S—J s hĺbkou neogénu okolo 2000 m. Na V ju obmedzuje čiastkový Ďurkovsko-pekliansky hrast (D). V podloží vulkanického komplexu Slanských vrchov sa prejavuje výrazná slanská depresia (E) s predpokladanou hĺbkou neogénnych sedimentov 4500 m.

V juhozápadnej časti Východoslovenskej nížiny vidieť výrazný chrbát pokračovania zemplínskeho paleozoického ostrova smerom na S. V západnom krídle panvy, kde podložie monoklinálne upadá na V, sa ukazuje niekoľko čiastkových elevácií. Najvýraznejšia z nich je morfológická albinovská elevácia (F). V centrálnej časti je výrazná sačurovsko-horovsko-oborínska depresia (G) smeru SZ—SV a s maximálnou hĺbkou neogénnej výplne okolo 6500 m. Na J blízko hraníc s MLR je čiastková depresia na JZ od Kráľovského Chlmca.

Severovýchodné krídlo panvy s generálnym úpadom na JZ je viac

diferencovanejšie. Na východných svahoch centrálnej depresie je niekoľko elevácií.

Ďalej na SV je to pozdišovsko-inačovské pásmo (H) s radom menších morfológických elevácií. Smerom na SV je humensko-užhorodský hrast (CH), ďalej na SV sobranecký hrast (I) smeru SZ—JV a choňkovská depresia (J).

Tektonická stavba predneogénneho podložia

Predkladaná koncepcia nadväzuje na prvú sumárnu interpretáciu stavby predneogénneho podložia tohto územia (R. Rudinec — J. Slávik 1970). Stavba predneogénneho podložia je nesúrodá a možno tu rozlíšiť vcelku dva typy tektonických línií, ktoré členia územie na bloky a väčšie tektonické celky. Do prvej skupiny patria zlomy neogénneho veku porušujúce celú alebo väčšiu časť neogénnej výplne a prenikajúce do podložia, druhú tvoria tektonické línie, ktoré sa uplatňovali v predneogénnom, resp. predpaleogénnom období.

Všetky známe zlomy prechádzajúce z neogénu do fundamentu zachycuje štruktúrna mapa (obr. 1). Ako to ukázali výsledky vrtu Bunkovce-1 (J. Magyar — R. Rudinec 1979), niektoré takéto zlomy nesporne prenikajú do predneogénnych mezozoických a paleozoických súvrství. Niektoré z nich, pri ktorých sa pohyby opakovali, poru-

šujú aj kryštalinikum, prenikajú hlboko do kôry, a tak vytvorili oslabené prírodné cesty pre mohutný neogénny vulkanizmus (Slanské vrchy, Vihorlat).

Podľa materiálov, ktoré máme k dispozícii z podložia neogénu v Košickej kotline, nevieme nájsť pokračovanie niektorých regionálnych zlomov prvého radu, ako je rábsko-rožňavská a balatonsko-darňóvská línia. Na základe údajov z okraja panvy a izoklín neogénnej výplne ich interpretoval P. Grecula et al. (1977a). Rovnako nemožno potvrdiť existenciu oblúkovo sa stáčajúcich zlomov v centrálnej časti Východoslovenskej nížiny, ako ich predpokladá D. Ďurica (1976).

Z doterajších podkladov sa v predneogénnom fundamente dá najlepšie sledovať pokračovanie balatonskej línie, ktorej severovýchodným pokračovaním je vihorlatský zlomový systém (B. Leško — J. Slávik 1967). Prejavuje sa systémom priečných porúch v pomerne širokom pásme. Rovnako zatiaľ na našom území nemožno interpretovať pripanónsky hlbinný zlom (B. V. Merilič — Š. M. Spitkovskaja 1965) zo zakarpatskej priehlbne. P. Grecula et al. (1977a) ho na našom území stotožňujú s trebišovským zlomovým systémom a hypotetickou samoškou líniou a označujú ho ako trebišovsko-samošská línia. Zdá sa, že takáto tektonická línia prvého radu, na ktorej sa stretávajú jednotky

karpatského smeru SZ—JV, a hlavne tektonické jednotky z Maďarska smeru SV—JZ (Gy. Wein 1969), sa bude nachádzať južnejšie od nášho územia, ako to predpokladá J. Slávik (1974) a D. Ďurica (1976). Ale nemožno vylúčiť ani predpoklad, že sa nachádza pod presunutým zemplínskym blokom a potom je istou transformáciou systému trebišovských zlomov v širšom slova zmysle.

Na presnejšie posúdenie priebehu hlbinných zlomov chýbajú merania typu HSS. Polemika o ich pokračovaní do hlbších častí kôry, príp. až do vrchného plášťa sa v súčasnosti často nemá o čo oprieť, a tak ostáva vo sfére teoretických predstáv.

Druhú skupinu tektonických línií reprezentujú stykové plochy predneogénnych, zvyčajne zvrásnených a na seba nasunutých jednotiek. Od Z na V možno v podloží neogénu vyčleniť tieto tektonické línie:

V južnej časti Košickej kotliny je to styková zóna nasunutia gemeríd na mezozoicko-paleozoický komplex Čiernej hory (obr. 2, 3, rez I—I'). Ide o pokračovanie margecianskej línie (O. Fusán et al. 1971). O existencii takejto násunovej plochy niet pochyb, náhľady sa trochu rozchádzajú, pokiaľ ide o jej pokračovanie smerom na JV. J. Slávik (1974) predpokladal jej ukončenie na prešovsko-slanskej línii, ktorá zaniká na pripanónskom hlbinnom zlome. Túto predstavu s malými odchýlkami preberá aj D. Ďurica

(1976). Podľa novších geofyzikálnych materiálov sa ukazuje, že sa násunová línia pod neogénom prudšie stáča na JJV.

Ďalšou starou tektonickou líniou je styková (násunová ?) plocha zemplínskeho bloku na veporikum (Čierna hora), ktorú predpokladáme v zmysle J. Slávika (1974) pod Slanskými vrchmi. Podľa J. Slávika (1974) je pod celými Slanskými vrchmi, ale v našej koncepcii ju predpokladáme iba v ich južnej a centrálnej časti. D. Ďurica (1976) predpokladá, že v priestore tejto línie je Čierna hora nasunutá na východnejšiu iňačovsko-kričevskú jednotku. J. Slávik (1974) na ňu kladie styk zemplínskeho ostrova a Čiernej hory.

Podľa našej predstavy zemplínsky ostrov v širšom slova zmysle ako zemplínsky blok (R. Rudinec — J. Slávik 1970) bol nasunutý od J smerom na S na pozdišovsko-iňačovský blok (R. Rudinec — J. Slávik 1970), resp. pozdišovsko-iňačovskú jednotku (J. Slávik 1974). Na západe toto posunutie ohraničuje prešovsko-slanská línia pod neovulkanitmi Slanských vrchov.

P. Grecula — K. Együd (1977b) podľa nových výsledkov interpretujú v zemplínskom ostrove príkrovovú stavbu, tzv. zemplínsky príkrov. Buduje ho sústava šupín v stratigrafickom rozsahu od vrchného karbónu po stredný trias a leží najpravdepodobnejšie na obalovom perme. Presun príkrovu

prebiehal od VSV na JJZ s násunovou plochou 20—30° a úklonom na VSV. Na základe zvrásneného mezozoika vznik príkrovov kladú autori do vrchnej kriedy s neznámym sedimentačným priestorom.

Podklady, ktoré máme k dispozícii, jednoznačne ukazujú, že zemplínsky ostrov, s ktorým korelujeme aj paleozoické — vrchnopermské súvrstvie z podložia ptrukšianskej elevácie označované ako zemplínsky blok, leží nasunutý na pozdišovsko-iňačovskú jednotku na SV (obr. 3, rez II — II' a III — III'). Z uvedeného vychodí, že zemplínsky blok ako sformovaný príkrov bol asi včítane jeho kryštallického podkladu nasunutý od J ako jeden celok smerom na SV na južnú hranu karpatského oblúka. Ako je známe, toto súvrstvie sa nepodarilo uspokojivo korelovať s jednotkami Západných Karpát, a tak jeho korelácia s Mecsekcom podľa P. Greculu — K. Együda (1977a) je opodstatnená. Pri tejto príležitosti sa vynára otázka, kedy sa uskutočnil násun zemplínskeho ostrova ako bloku. Z faktorov vieme, že na vrte Prešov-1 diskordantne na humenskom mezozoiku (križňanský príkrov) leží eocén až oligocén vnútrokarpatského flyšu, ktorý ďalej na pozdišovskej elevácii leží diskordantne na paleozoiku (perm), ako zistil vrt Trhovište-26. Keďže na paleozoiku a mezozoiku diskordantne leží vnútrokarpatský flyš, násun zemplínskeho bloku ako zvrásneného celku sa mohol uskutočniť medzi vrchnou

kriedou a eocénom, teda najpravdepodobnejšie za laramskej horotvornej fázy. Smerom na SV na svahoch zemplínskeho bloku predpokladáme oveľa väčšie zastúpenie mezozoických súvrství.

Blížší vzťah zemplínskeho bloku a mezozoických súvrství Čiernej hory pod mocnou masou sopečných produktov Slanských vrchov a neogénnej výplne dnes ťažko bližšie určiť. Ťažko je rekonštruovať aj severný okraj zemplínskeho bloku. Zdá sa, že má väčšie rozšírenie, ako predpokladal D. Ďurica (1976), a najpravdepodobnejšie sa bude končiť v priestore miest Sečovce—Vranov n/Topľou. Podľa čiastkových výsledkov zo severného okraja panvy (obr. 2 a 3, rez I — I') sa zdá, že jednotky Čiernej hory ležia na mezozoiku pozdišovsko-iňačovskej jednotky. Ide o tzv. autochtónne mezozoikum v zmysle D. Ďuricu (1976).

Smerom na SV v juhovýchodnej časti panvy možno na malom úseku pod paleogénom sledovať ďalšiu stykovú zónu násunu zemplínskeho bloku na pozdišovsko-iňačovskú jednotku (J. Slávik 1974; obr. 1, 2, 3, rez III — III'). Táto tektonická jednotka doteraz nemá v Západných Karpatoch korelačnú paralelu. Smerom na SZ sa ponára pod doteraz známe jednotky, ako to predpokladá B. Leško (1978) pri interpretácii regionálnych profilov Západných Karpát.

Pretože ide o novú jednotku, ktorá sa v ostatnom čase vo viacerých

prácach (D. Ďurica 1976, B. Leško et al. 1977) označuje už ako iňačovsko-kričevská jednotka, je účelné sa o tom bližšie zmieniť. G. V. Sviridenko (1976) vyčleňuje v zakarpatskej predhlbni medzi pieninským bradlovým pásom a zónou pripanónskeho hlbinného zlomu kričevskú zónu s blokovovo-šupinatou stavbou. Ak to koreluje s naším územím, potom to zodpovedá humenskému mezozoiku, pozdišovsko-iňačovskej jednotke a aj juhovýchodnej časti zemplínskeho bloku (elevácia Ptrukša). Podľa D. Ďuricu (1976) paleozoické horniny ptrukšianskej zóny už patria do tzv. pripanónskeho hlbinného zlomu. Z toho vyplýva, že kombinácia názvu iňačovsko-kričevská jednotka vzhľadom na iný pôvodný zmysel obidvoch nie je vhodná a súvrstvie by sa malo volať iba pozdišovsko-iňačovskou jednotkou, ako to označil J. Slávik (1974).

Aj keď pri pozdišovsko-iňačovskej jednotke sa doteraz zistili iba vrchnopaleozoické súvrstvia a kryštalikum (fylity, svory), na jej západných svahoch predpokladáme prítomnosť mezozoických hornín (obr. 2 a 3). Prítomnosť takýchto hornín v pomerne širokom rozsahu na juhovýchodných svahoch paleozoickej elevácie (pozdišovsko-iňačovskej jednotky) v predkarpatskej predhlbni predpokladá aj V. G. Sviridenko (1976) v terigénno-karbonátovej fácií a označuje ich ako nerozčlenené mezozoikum.

Ako ukazujú nové výsledky prie-

skumu, pozdišovsko-iňačovská jednotka sa asi rozprestiera na S a SV až po bradlové pásmo (J. Magyar — R. Rudinec 1979). Tu sa podľa predstáv B. Leška et al. (1977) stýka s vonkajším flyšom a južnou hranou angažovanej platformy, resp. s príkrovmi vystupujúcimi za bradlovým pásmom v mar-marošskom masíve. Južne od Sobraniec v priestore obce Porostov paleozoické horniny pozdišovsko-iňačovskej jednotky vytvárajú výraznú morfológickú eleváciu. Tá je odrazom najvyššej kladnej gravimetrickej anomálie v Západných Karpatoch, od ktorej gradient tiaže smerom na Z a S klesá. Podľa regionálnej mapy V. Scheffera (1960) ide o severozápadný okraj rozsiahlej kladnej gravimetrickej anomálie s vrcholom v predkarpatskej predhlbni. Táto anomália by mohla byť aj odrazom relatívne plytko ležiaceho okraja angažovanej platformy alebo pochovaného granitoidného masívu.

Kryštalinikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky (fylity a svory) nie sú adekvátne kryštalinickým horninám, ako ich označujeme v Západných Karpatoch. Nedá sa vylúčiť, že ide skôr o staršie paleozoikum.

Smerom na SV je ďalšia tektonická línia predstavujúca príkrovové nasunutie humenského mezozoika (obr. 2 a 3). Mezozoikum, ako ukázali nové výsledky z vrtu Bunkovce-1 (J. Magyar — R. Rudinec 1979), je tu nasunuté na vrcho-

lovú časť pozdišovsko-iňačovskej jednotky a v neogéne vytvára morfológické elevácie označované ako humensko-užhorodský a sobranecký hrast (obr. 1).

Litologická náplň zemplínskeho bloku a pozdišovsko-iňačovskej jednotky nemá v Západných Karpatoch ekvivalent. V zmysle J. Slávika (1976) ich možno označiť ako zemplinikum.

Z pohľadu nového alpského modelu členenia Západných Karpát (B. Leško et al. 1977) všetky uvedené tektonické jednotky z neogénneho podložia na východnom Slovensku okrem humenského mezozoika patria do penninika, ktoré je zas súčasťou austroalpinika.

Pravdepodobnosť výskytu ropy a plynu v predneogénnych súvrstviah

— Celkove sú doterajšie geologické informácie o možnostiach výskytu ropy v predneogénnych súvrstviah chudobné a útržkovité. Okrem mezozoika Čiernej hory z centrálnej časti Košickej kotliny sa podložné súvrstvia vo väčšom rozsahu doteraz nebádali. Mezozoické karbonáty sú tu rozpukané, nasýtené slanou vodou a kyslíčnikom uhľitým. Obsah plyných uhľovodíkov kolíše od stôp do 10, ojedinele až 50 ‰.

Z povrchu paleozoických rozpukaných častí sa zistili iba menšie prejavy plynov, hlavne CO₂ a dusí-

ka, ojedinele aj uhľovodíky (až 27 ‰) z komplexu paleozoika a kryštalinika (vrt Kecerovské Pekľany-1).

Oceniť súvrstvia, ktoré sú pod neogénnou výplňou často vo veľkej hĺbke, pri minimálnych informáciách nie je ľahké, a preto náš príspevok treba chápať ako pokus o syntézu ich faciálneho vývoja, úložných pomerov a o možných migračných a akumulčných procesoch.

Vnútrokarpatský paleogén, najmä jeho bazálna časť, kde sa dá predpokladať zvýšený podiel klastickej zložky, resp. karbonáty (numulitové vápence), môže byť sčasti nádejný. S prihliadnutím na jeho rozšírenie vhodnejšie podmienky na väčšie akumulácie možno predpokladať v priestore prešovskej depresie, ďalej v sačurovsko-oborínskej depresii a sčasti na severe panvy (Vranov n/T.—Hanušovce n/T.). V podvihorlatskej oblasti vzhľadom na plytké uloženie a malú mocnosť je neoperspektívny.

Ložiská uhľovodíkov v ňom možno predpokladať vo vrcholovej časti, resp. na svahoch niektorých vnútropanvových elevácií, napr. Albinov, Ložín, Malčice, Bánovce, Lastomír, príp. ďalších. Zvýšený podiel organickej hmoty v bazálnych častiach tohto súvrstvia, ako aj jeho bezprostredný styk s neogénnymi sedimentmi v okrajových častiach panvy vytvára teoretické predpoklady pre vznik uhľovodíkov, a tým aj možnosť migrácie vertikálnym i ho-

rizontálnym smerom. Kolektorom je tu väčšinou jemnozrnný drobový vápnitý málo priepustný pieskovec. Podstatnejšie zvýšenie priepustnosti možno vzhľadom na zvýšený podiel CaCO_3 očakávať v pieskovci po intenzifikačných zásahoch — kyselinovaní, ako to preukázal vrt Lipany-1.

Mezozoikum je väčšinou reprezentované karbonatickým vývojom a z predneogénnych súvrství sa pokladá za najperspektívnejšie. Keďže súvrstvie patrí medzi rozličné tektonické jednotky, vystupuje vo viacerých variantoch.

Mezozoikum gemerika neopisujeme, lebo sa nachádza mimo územia, ktoré sme báдали.

Mezozoikum Čiernej hory je svojou mocnosťou mohutným a vhodným objektom na akumuláciu živíc. Narastanie jeho mocnosti smerom do panvy až na vyše 1000 m je známe z centrálnej časti Košickej kotliny. Podľa doterajších výsledkov možno usudzovať, že komplex je vo vrchnej časti zbrekčovatený a že aj ostatná časť je v dôsledku všesmerných trhlín relatívne dobre priepustná. Prítomnosť slanej naftovej vody svedčí o uzavretosti systému. Istým negatívnym javom je zvýšený podiel CO_2 , zistený pri západných svahoch Slanských vrchov na štruktúre Ďurkov a Kecerovské Pekľany, kde sa zistilo pomerne výrazné ložisko CO_2 z vrchnej detritickej časti. Podiel uhľovodíkov je relatívne malý (do 10 ‰) vo vrchnej časti, ale nedá sa vylúčiť ich väčšia

koncentrácia vo vyššie položených štruktúrach, ktoré sú prekryté neo-vulkanitmi Slanských vrchov (drienovsko-hanušovský hrast, Makovica a i.). Súvrstvie je rozšírené hlavne v Košickej kotline a v severnej časti Východoslovenskej nížiny. V prešovskej depresii ho čiastočne prekrýva humenské mezozoikum. Východnejšie od prešovsko-slanskej línie najpravdepodobnejšie pokračuje pod súvrstvím zemplínskeho bloku. Perspektívnosť mezozoických elevácií pod vulkanitmi znižuje práve prienik andezitovej lávy v sarmatskom období. To pôsobilo deštruktívne na možné akumulácie, ako o tom svedčia viaceré výskyty organických minerálov vo vulkanitoch (R. Ďuďa — J. Tözsér 1978). Tieto procesy podmienili aj väčší prínos CO_2 do karbonátov. Pokiaľ tu vznikli ložiská uhlíkovodíkov, budú späté s posarmatskou panónskou a pliocénou migráciou a akumuláciou. Predpokladáme, že mezozoikum zemplínskeho bloku reprezentujú oveľa mocnejšie súvrstvia s väčším stratigrafickým rozpätím, ako sú známe z východov v jeho juhovýchodnej časti (obr. 2, 3 a 4).

Vzhľadom na mocné krycie neogénne partie možno reálne pokladať za nádejné predovšetkým morfológické elevácie na severných a severovýchodných svahoch zemplínskeho ostrova (N. Žipov, Albinov, Sečovce, Ložín a i.). Ich nádejnosť čisto v teoretickej rovine zväčšuje to, že ide o územie, kde sa neprejavoval vulkanizmus v takom

veľkom rozsahu.

Ďalej je to mezozoikum pozdišovsko-iňačovskej jednotky, ktoré doteraz nebolo vrtné preukázané, ale jeho existenciu predpokladáme na základe istej analógie s inými jednotkami, ako aj úvah z čopsko-mukačevskej depresie (G. V. Sviridenko — 1974, V. V. Gluško et al. — 1977). Nedá sa vylúčiť, že istý jeho relikt prevrátil Iňačovce-2 v nadloží permu ako kryštalickej vápence. Prítomnosť tohto súvrstvia predpokladáme v podloží lastomírskej a stretavskej štruktúry, a to priamo pod neogénom. Jeho rozšírenie a nádejnosť na výskyt ďalej predpokladáme v podloží paleozoických hornín na štruktúre Ptruksa (obr. 3, rez III — III').

Čo do nádejnosti je na poslednom mieste humenské mezozoikum (krížňanský príkrov) s jeho zložitou šupinatou stavbou. Väčšina tohto súvrstvia je uložená plytko pod vrchom (podvihorlatská oblasť) s neďalekými východmi na povrch. Ako ukázali výsledky z vrtu Lipany-1, karbonáty tohto súvrstvia v podloží vnútrokarpatského flyšu nasycuje infiltrovaná sladká voda. Nedá sa vylúčiť, že v severozápadnej časti panvy môžu existovať nádejné čiastkové tektonicky obmedzené kryhy s uzavretým režimom.

Paleozoikum, resp. kryštalinikum. Podľa výsledkov u nás (svahy Českého masívu) a v susednom Maďarsku nie sú ani tieto súvrstvia celkom neperspektívne. Z dnešných poznatkov o stavbe z jednotlivých

fundamentárnych jednotiek tieto súvrstvia hodnotíme nasledujúco:

Gemerické paleozoikum z juhozápadnej časti Košickej kotliny z aspektu perspektívnosti hodnotíme na poslednom mieste, a to pre jeho relatívnu plytkosť uloženia, metamorfizmus a hojnosť vulkanických produktov. Zaujímavá by mohla byť oblasť pod margecianskou násunovou líniou v prekrytej časti neogénnej výplne. V jeho podloží by sa mohli zachytiť mezozoické — karbonátové súvrstvia južných svahov Čiernej hory (obr. 3, rez I — I').

Ani veporické paleozoikum Čiernej hory nepokladáme za veľmi nádejné, aj keď sa isté indicie uhl'ovodíkov z paleozoického a kryštalického podložia na vrte Kecerovské Pekľany-1 zistili. V súvrství chýbajú vhodné kolektorové horniny a ani podložné granitoidy nie sú dostatočne rozpukané, aby tu mohli vzniknúť väčšie akumulácie.

Rovnako ani paleozoikum zemplínskeho bloku nehodnotíme z hľadiska perspektívnosti vysoko. Dokazujú to aj čiastkové výsledky z elevácie Ptrukša. Isté menšie indicie možno predpokladať v priestore severných a severovýchodných svahov zemplínskeho ostrova v tektonicky viac drvených zónach, resp. v morfológických eleváciách.

Relatívne najnádejnejšie je podľa nás paleozoikum pozdišovsko-iňáčovskej jednotky, ktorá nikde nevystupuje na povrch a vytvára pod neogénnou prikrývkou rad samo-

statných morfoštruktúr na SZ od Michaloviec. Ďalej je to výrazné elevačné pásmo južne od Sobraniec, ktoré sa prejavuje najväčším kladným tiažovým gradientom v Západných Karpatoch. Táto skutočnosť a blízkosť mezozoických súvrství pod povrchom nás vedie k predpokladu, že by tu v relatívne dostupnej hĺbke bolo možno prevítať mezozoické súvrstvia, mladšie paleozoikum, azda aj staršie, a zachytiť kryštalikum. Keďže ide o územie, ktoré je relatívne blízko k bradlovému pásmu, o ktorého priebehu smerom do hĺbky sú dosť protichodné (a rýdzo teoretické) predstavy, možno ho aj z tohto aspektu zaradiť medzi perspektívne.

Zaujímavý je aj výsledok z vrtu Bunkovce-1, situovaného na západnom úpätí sobraneckej elevácie. Vrt okrem vrchnej rozpukanej priepustnej časti vnútri paleozoického komplexu (550 m pod jeho vrchom) zistil tektonicky dobre priepustnú zónu. Pri overovaní sa zistila silno mineralizovaná slaná voda s kyslíčnikom uhličitým.

Vo všeobecnosti dávame akumulácie uhl'ovodíkov v týchto súvrstviach do súvislosti s laterálnymi migračnými procesmi z mladších súvrství, príp. aj zo samotných paleozoických bitúmenových bridlíc. Tak ako nič nie je v prírode izolované, ale všetky procesy prebiehajú paralelne, nemožno v týchto súvrstviach vylúčiť ani istý podiel vzniku uhl'ovodíkov aj neorganickými cestami.

Nádejné oblasti v podloží neogénu

Na základe nášho opisu a syntézy uvádzame niektoré oblasti (štruktúry) vhodné na geologický prieskum orientovaný na výskyt nafty na predneogénne súvrstvia (obr. 1).

Pre geologicko-technické problémy (vysokú teplotu a tlak) hlavne vo Východoslovenskej nížine územia na prieskum uvádzame postupne od Z na V, a to bez poradia ich nádejnosti, lebo je relatívna a často závisí od celého súhrnu faktorov, ktoré tu ťažko brať do ohľadu.

V Košickej kotline je to drienovsko-hanušovský hrast, najmä jeho kladná anomália, ktorú prekrývajú vulkanity Slanských vrchov (1). Podobne sa prejavuje aj výrazná kladná anomália východne od vrtu Kecerovské Pekľany-1 (2), tiež prekrytá vulkanickými horninami. Overovanie týchto elevácií je perspektívne, a to napriek zložitým terénnym podmienkam, prítomnosti vulkanických hornín a v neposlednom rade aj skutočnosti, že v plyne mezozoika je vysoký podiel CO_2 .

Územie v južnej časti Košickej kotliny v priestore styku gemerika a veporika nie je v súčasnosti zaujímavé a znovu sa ocení po realizácii hlbokého vrtu Čaňa-1 približne v tomto priestore.

V juhozápadnom krídle Východoslovenskej nížiny je to predovšetkým samostatná morfológická ele-

vácia Albinov (3), Sečovce-juh (4), Nižný Žipov (5), Ložín (6). Okrem toho je tu elevačný chrbát na SSZ svahu zemplínskeho ostrova, ako aj ďalšie možné priaznivé konfiguračné zmeny na jeho východných svahoch. V juhovýchodnej časti je to štruktúrne vysoko sa prejavujúca oblasť východne od Kráľovského Chlmca—Trakany (7).

V severovýchodnom krídle sú pomerne hlboko sa nachádzajúce elevácie Bánovce—Lastomír (8), Stretava—Senné—Pavlovce (9). Ich prieskum nie je pre komplikované teplotné a tlakové pomery v súčasnosti technicky na celej ploche realizovateľný.

Ďalej je to na pozdišovsko-iňačovskom bloku od Vranova n/T po Iňačovce rad viacej alebo menej výrazných morfológických elevácií, Hencovce (10), Nižný Hrabovec (11), Lesné (12), Pozdišovce (13), Iňačovce (14). Ich overenie vzhľadom na relatívnu plytkosť nebude nákladné a technicky komplikované.

Ako posledná ostáva výrazná elevačná oblasť južne od Sobraniec, ktorá je, ako sme už spomenuli, gravimetricky najvyšším miestom v Západných Karpatoch. Na jej overenie by bolo vhodné situovať hlboký 4000—5000 m vrt, ktorý by poskytol komplex geologických informácií, ako aj údajov o výskyte ropy.

Recenzoval P. Grecula, B. Leško

LITERATÚRA

- Bouček, B. — Příbyl, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 52, s. 173—222.
- Đuđa, R. — Tözsér, J. 1978: Organické minerály — sprievodná asociácia ortuťovej mineralizácie ložiska Dubník. *Mineralia slov.*, 10, s. 539—549.
- Đurica, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Gluško, V. V. — Kruglov, S. S.: Osnovaniye napravlenij poiskov nefti i gaza v gluboko zalezajuschich Ukrajinских Karpat. *Kiev, Naukova Dumka*. 171 s.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, s. 419—448.
- Grecula, P. — Együd, K. 1977b: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov.*, 9, s. 449—462.
- Holzknicht, M. 1974: Mikropaleontologické rozborý jadier z vrtu Prešov-1. *Manuskript — Nafta Michalovce*.
- Hovorka, D. — Snopko, L. 1977: Gabropegmatit z ultrabázického telesa pri Komárovcich. *Mineralia slov.*, 9, s. 11—20.
- Janků, J. et al. 1972: Projekt geologických prác: Vyhľadávaci prieskum na ži-vice — východoslovenský neogén. *Manuskript — Nafta Michalovce*. 74 s.
- Kullmanová, A. 1970: Petrografické vyhodnotenie mezozoického karbonátového súvrstvia v podloží Košickej kotliny na lokalite Ďurkov-1. *Manuskript — Nafta Michalovce*. 18 s.
- Kullmanová, A. 1975: Litologicko-petrografické vyhodnotenie mezozoického podložia v hlbinnom vrtu Prešov-1. *Manuskript — Nafta Michalovce*, 4 s.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure geologique de la region situee entre les Karpathes occidentales et les Karpathes orientales geolog. *Zbor. Slov. akad. vied*, 18, p. 169—172.
- Leško, B. — Kullmanová, A. — Mořkovský, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? *Mineralia slov.*, 9, s. 221—233.
- Magyar, J. 1973: Petrografická charakteristika hornín kryštalinika z podložia neogénu v Košickej kotline prevrtaných štruktúrnymi vrtmi Rozhanovce-1 a Kec. Pekľany-1. *Manuskript — Nafta Michalovce*. 11 s.
- Magyar, J. 1975a: Výsledky litologicko-petrografického štúdia terciérnych hornín vo vrtu Prešov-1. *Manuskript — Nafta Michalovce*. 25 s.
- Magyar, J. 1975b: Geologicko-petrografické pomery v podloží neogénu v oblasti Ptrukša. *Manuskript — Nafta Michalovce*. 6 s.
- Magyar, J. 1975c: Geologicko-petrografické pomery predtriasových útvarov v Košickej kotline a priľahlých oblastí. [Rigorózna práca.] *Manuskript — Nafta Michalovce*. 95 s.
- Magyar, J. 1976: Geologicko-petrografická charakteristika podložia severnej časti východoslovenského neogénu. *Manuskript — Nafta Michalovce*. 23 s.
- Magyar, J. — Rudinec, R. 1979: Nové výsledky z podložia pozdišovsko-inačovského bloku na východnom Slovensku (v tlači).
- Merlić, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1965: Glubinnye razlomy, neogenovij magmatizmus i orudenienije Zakarpaťa. *Izd. I. Frank. Lvov. Univ.*
- Nemčok, J. — Rudinec, R. 1978: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava*, s. 65—74.
- Pländerová, E. — Slávik, J. 1977: Vek bridličnatého súvrstvia z podložia východoslovenských neovulkanitov na základe peľovej analýzy. *Geol., Spr. (Bratislava)*, 67, s. 169—174.
- Pospíšil, L. — Filo, M. 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. *Geol. průzk.*, 19, s. 270—272.
- Rudinec, R. 1969: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v západnej časti podvihorlatskej depresie. *Geol., Spr. (Bratislava)*, 48.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 53, s. 145—155.
- Rudinec, R. 1973: Vzťah neogénnej výplne a predneogénneho podložia v centrálnej a severnej časti Košicko-prešovskej kotliny. *Manuskript — Nafta Michalovce*. 26 s.

- Rudinec, R. 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. *Geol. průzk.*, 16, s. 225—227.
- Rudinec, R. 1978: Nový pohľad na rozšírenie solonostného súvrstvia karpát a vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 71, s. 59—68.
- Schaffer, V. 1960: Some contributions to the geophysical knowledge of the Carpathian Basins. *Acta Technica Academia Scientiarum Hungarica*, T. 30, fasc. 1—2.
- Slávik, J. 1971: Geologická stavba choňkovskej depresie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 55, s. 97—104.
- Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [*Doktorská dizertačná práca.*] *Manuskript — Geofond Bratislava*. 323 s.
- Slávik, J. 1975: Zemlinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 65, s. 7—19.
- Sviridenko, N. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej prehlbeniny. *Mineralia slov.*, 8, s. 395—406.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. *Mineralia slov.*, 7, s. 81—104.
- Zadrapa, M. 1966: Petrografické rozborý jadier z vrtu Iňačovce-1. *Manuskript — Najta Michalovce*.

Possibilities of oil and gas occurens in the pre-Neogene basement of the East Slovakian Neogene basin

RUDOLF RUDINEC

New drilling results from the area of the East Slovakian Neogene basin allow newly assume the lithological composition and tectonic subdivision of the basement. Results allow also the evaluation of hydrocarbon perspectives for rock units of the basement.

Rocks of the Central Carpathian Paleogene unit have been uncovered but in the northwestern portion of the basement by the Prešov-1 borehole. Coarse to fine rhythmical flysch sequence occurs there. Greyish-green claystone layers with intercalations of sandstone are typical whereas only some conglomerate levels occur at the base. These strata have Upper Eocene to Lower Oligocene age (M. Holzknecht 1974). Greyish greywacke to sandstone and black dolomitic to calcareous siltstone compose the sequence attributed to the Central Carpathian Paleogene unit also at the Trhovište-26 borehole site (Fig. 1.). The basal portion of the same sequence has been found to occur in the Vihor-

lat Mts. piedmont area (Hnojné) with Nummulites.

Paleogene beds are supposed to underlie the Neogene sequence also in the northern part of the Košice basin, on the NW slopes of the Drienov—Hanušovce horst structure (Fig. 4, profile IV—IV'), in the whole central part of the East Slovakian lowland and even in the Choňkovce depression (Fig. 1 and 2, profiles II—II' and III—III').

Rocks of Mesozoic age were found in the NW part of the Košice basin at the Prešov-1 borehole site. Dolomite breccia and limestone with greyish-green and pink grey claystone intercalation of Upper Triassic age (A. Kullmanová 1974) point to the continuation of the Humenné Mesozoic range (Križna nappe?) beneath the Neogene (Fig. 4, profile IV—IV').

Rocks of Mesozoic age build considerable parts of the Košice basin central area basement. Thick carbonate beds of Middle Triassic age contain rare inter-

calations of dark shale. The sequence passes into variegated shale of the Werfenian beds downwards. Pink quartzite and sandstone occur at the base. Any organic remnants were found here and the sequence is attributed to the envelope unit of the Čierna hora Mts. crystalline only according to lithological correlations. The thicknesses grow eastwards to over 1,000 m (Ďurkov boreholes).

Light quartzose sandstone, quartzite and variegated shale of the Gemeride Mesozoic unit occur in small areal extent in the SW part of the Košice basin (Fig. 1). Mesozoic strata in the SE part of the Zemplín Inselberg (conglomerate, limestone and dolomite) occur in area of small extent as well. Increase of thicknesses is supposed towards the centre of the basin. Relatively large areas of the basement are built by strata of Mesozoic age in the Vihorlat Mts. piedmont area (Figs. 1, 2 and 3, profile II — II' and III — III'). The continuation of the Humenné Mesozoic range is interpreted here (limestone, marlstone, dolomite, claystone and shale in changing amounts and of Triassic to Upper Cretaceous age).

In the SW part of the Košice basin, chlorite-sericite shale represents Paleozoic rocks of the Rakovec group (Figs. 1 and 2). Coarse violetish-brown greywacke to sandstone, conglomerate and rare shale layers of Permian age together with quartzite sandstone of, probably, Carboniferous age were found to occur in the central part of the Košice basin (Fig. 1). Their lithological comparison with the Čierna hora Mts. Paleozoic reveals the continuation of the latter towards the centre of the basin (Fig. 3, profile I — I' and Fig. 4, profile V — V').

Paleozoic strata are known from the surface at the Zemplín Inselberg. Conglomerate, greywacke and shale with less important anthracite seams and with relatively frequent layers of rhyolite characterize the sequence. Similar rocks have been uncovered in SE part of the basin in the Ptrukša structure constituting here the unit assigned as the Zemplín block (R. Rudinec — J. Slávik 1970, Fig. 3, profile III — III').

Paleozoic rocks create the basement also in the NE part of the East Slovakian basin within the Pozdišovce — Iňačovce block structure (R. Rudinec — J. Slávik 1970). Compact marly slate with bituminous shale of grey, greyish-green and violetish-brown to black colours of single intercalations contain decreasing amount of carbonate layers downwards. Nearly 900 m of the sequence has been pierced by the Bunkovce-1 borehole in the recent time. The upper part of the sequence is of Upper Permian age according to palynological results (E. Planderová — J. Slávik 1977). Lower levels are likely to represent even Carboniferous beds. A strong folding is here conspicuous.

Crystalline rocks occur at the recent surface only near to Byšta village. Similar rocks have been proved in Rozhanovce-1 and Kecerovské Pekľany-1 boreholes. The similarity with crystalline rocks of the Čierna hora Mts. range is here conspicuous, according to J. Magyar (1975c). Diaphorized mica-schists and paragneisses of similar nature are known from the Hungarian neighbour territory where an Assyntian age and Variscan metamorphic overprint has been stated according to radiometric data by G. Pantó (1966, 1969 in J. Slávik 1974). Chlorite to quartz-sericite phyllite and mica-schist of the Pozdišovce — Iňačovce block structure represent another related crystalline sequence (J. Magyar 1976). Based only on indirect data, several plutonic bodies may be supposed in deeper levels of the basement (Fig. 3, profile I — I', Fig. 4, profile IV — IV').

Relief of the basement and its main morphostructural units

The basement of the East Slovakian Neogene basin creates, in rough contours, a graben to brachysynclinal depression with maximal depth attaining about 6,500 m. The following main morphostructural units may be delimited (from the W to the E, Fig. 1): the Prešov depression (A), the Drienovce — Hanušovce horst structure (3), the Čižatice depression (C), the Ďurkov — Pekľany horst (D),

the Slanec depression (*E*), the Albinov elevation (*F*), the Sačurov—Oborín depression (*G*), the Pozdišovce—Iňačovce elevation belt (*H*), the Humenné—Uzhgorod horst (*CH*), the Sobrance horst (*I*) and the Choňkovce depression (*J*).

Tectonic structure of the pre-Neogene basement

The proposed tectonic subdivision follows closely the first summary of the basement structure given already by R. Rudinec — J. Slávik (1970). Recent knowledge allows to revise some previous data and assume them from the viewpoint of hydrocarbon perspectives. Considerations about the deep structure are, however, omitted.

Two main types of faults (tectonic lines) were recognized in the basement dividing the whole area into block structures representing the main tectonic units. The first group comprises faults of Neogene age penetrating into the basement. Faults of pre-Neogene age, or eventually that of pre-Paleogene age, belong to the second group.

All known faults of Cenozoic age disturbing even the pre-Neogene basement are represented on the structural map of the area (Fig. 1). Certainly, some of these faults along which repeated movements concentrated, disturbed also the deeper units of the basement and created feeding channels for huge volcanic manifestations during the Neogene (the Slanské vrchy and Vihorlat Mts.). On the other hand, available data do not allow to interpret the continuation of the Rába—Rožňava nor that of the Darnó line into the Košice basin basement according to P. Grecula et al. (1977). Similarly, it is impossible to confirm the bending of single fault structures in the basement as supposed by D. Ďurica (1976).

From the dislocations of the first order, the continuation of the Balaton line (which covers the Zagreb—Zemplín line of P. Grecula et al. 1977) into the transversal Vihorlat fault system (B. Leško — J. Slávik 1969) is the most conspicuous dislocation structure of

the basement. There a broad belt of transversal faults is concerned.

It is even hardly possible to look for the continuation of the Peripannonian deep-seated fault (B. V. Merlich — S. M. Spitzkovskaya 1965) assigned by P. Grecula et al. (1977) as the Trebišov—Szamos line into the area. Others (cf. J. Slávik 1974 and D. Ďurica 1976) locate this line more southwards into Hungarian territory. For a more accurate evaluation, DSS results are until lacking.

The second group of tectonic lines represents contact surfaces of older units folded in pre-Paleogene time, now occurring in overthrust position. The following tectonic surfaces may be delimited from the W to the E.

The well-known Margecany line continues farther into the southern part of the Košice basin representing here the overthrust surface of Gemerides onto the Čierna hora unit (Figs. 2, 3, profile I—I'). The line bends slightly to the SSE according to our interpretation. Another such line is represented by the overthrust of the Zemplín block over the Čierna hora unit beneath the Slanské vrchy Mts. in the site of J. Slávik's (1974) Prešov—Slanec line. We suppose a more pronounced manifestation only along the southern and central part of its whole extent.

—A nappe structure has been interpreted recently by P. Grecula — K. Együd (1978) in the Zemplín Inselberg area with the Zemplín nappe being overthrust from the ESE to the WSW. According to the folded Mesozoic, the nappe is supposed to have originated during the Upper Cretaceous. Available data point unambiguously to the overthrust of the Zemplín block unit (R. Rudinec — J. Slávik 1970) above the Pozdišovce—Iňačovce block towards NE (Fig. 3, profile II—II' and III—III'). It appears that the Zemplín block as a real nappe has been thrust from the S including its crystalline basement onto the southern margin of the Carpathian arc. This overthrust occurred, most probably, between the Upper Cretaceous and Eocene during the Laramian phase

of folding. Therefore the correlation of the Zemplín nappe with the Mecsek Mts. in Hungary as proposed by P. Grečula — K. Együd (1977) appears to us as unfounded.

The northern limit of the overthrust Zemplín block is recently hardly detectable. Most probably, it ends between Sečovce and Vranov nad Topľou. According to partial results obtained from the northern margin of the basement (Figs. 2 and 3, profile I—I'), the Čierna hora unit lies immediately above the Pozdišovce—Iňačovce block structure as supposed already by D. Ďurica (1976).

Another structural surface representing also the overthrust of the Zemplín unit above the Pozdišovce—Iňačovce block structure occurs northeasternly (J. Slávik 1974). The latter unit has any correlatable counterpart in the Western Carpathians merging beneath all known structural units as supposed by B. Leško (in print). The name of Pozdišovce—Iňačovce unit (formerly named as the Pozdišovce—Iňačovce block by R. Rudinec — J. Slávik 1970) should be used instead of Iňačovce—Kričevskaya unit (D. Ďurica 1976, B. Leško et al. 1978) due to another meaning of the Kričevskaya zone delimited previously by G. V. Sviridenko (1976).

Mesozoic beds are supposed to occur along the western slope of the Pozdišovce—Iňačovce unit (Figs. 2 and 3) resembling equivalents of an undivided Mesozoic of G. V. Sviridenko (1976) from the Carpathian fore-deep. The unit stretches in elevated position as far as the Klippen Belt whereas the Humenné Mesozoic occurs above it in nappe position (Križna nappe) within the Vihorlat Mts. piedmont area.

Since any tectonic unit until known may be correlated with the Zemplín block nor with the Pozdišovce—Iňačovce unit, the author of the paper believes that their common name as the Zempli-

nic (J. Slávik 1974) is suitable even recently.

Perspective of hydrocarbons in pre-Mesozoic sequences

Recently, only some fragmentary data are available which allow the judgement for hydrocarbon perspectives of the basement. Only data on until known facial developments, tectonic structures and the possible migration and accumulation processes should be assumed.

The Central Carpathian Paleogene yields only few perspectives and probably only some isolated occurrences situated along elevations within the basin proper may serve as targets for hydrocarbon prospection.

Mesozoic strata occur in all known tectonic units. Perspectives appear in elevational structures of the Čierna hora unit beneath the Slanské vrchy Mts. (Makovica). Several thick sequences of Mesozoic beds occur at the northern and northeastern slopes of the Zemplín Inselberg elevation. Mesozoic developments in the Ptrukša and Stretava elevations of the Pozdišovce—Iňačovce unit belong among perspective areas.

Crystalline to Paleozoic rock sequences offer perspectives in morphological elevations of the Pozdišovce—Iňačovce unit and mainly in the area covered by positive gravimetric anomaly to the S from Sobrance. The whole structure acquires here elevational position and supposing that even Early Paleozoic sequences may occur there, the perspectives even increase.

For possible hydrocarbon accumulations, altogether 15 perspective targets have been delimited within the pre-Neogene basement of the East Slovakian Neogene basin. The distribution of these targets is represented on the Fig. 1.

Preložil I. Varga

Nový výskyt scheelitu a zlata v Sopotnickej doline (Nízke Tatry)

MIROSLAV PULEC, EDUARD LUKÁČIK

New occurrence of scheelite and native gold in the Sopotnicka dolina valley (Nízke Tatry Mts.)

During geological investigations in the area aimed at the preparation of the Korytnica map sheet, the presence of tungsten and gold mineralization has been stated. The ore mineralization creates the extreme western part of a belt of other occurrences in the southern slopes of the Nízke Tatry Mts.

V ostatných rokoch pracovníci Geologického ústavu D. Štúra potvrdili volfrámo-zlatú mineralizáciu v okolí Jasenia-Kyslej a zistili nové výskyt vo Vajskovej doline (mapový list Vrbské pleso, mierka 1 : 25 000) a v okolí Breziny medzi Sopotnickou dolinou a dolinou Sopotníčka.

Je nepochybné, že W—Au mineralizácia vystupuje v zóne pozdĺž zlomového pásma generálne smeru JZ—SV oddeľujúcej granitoidy s pozvoľnými prechodmi do migmatitov nebulitického typu od prevažne stromatitických, oftalmitických migmatitov, v ktorých sú polohy pararúl a amfibolitov, miestami aj postihnutých slabou migmatitizáciou. Na území z mapového listu Korytnica a Jasenie je navyše nápadné niekoľkonásobné opakované vystupovanie amfibolitov s. s. a amfibolických pararúl pozdĺž uvedeného zlomového pásma. Tie mohli pôsobiť ako bariéra granitizačným a neskôr aj hydrotermálnym procesom (alpínske), lebo volfrámo-zlatá mineralizácia sa južne od nich nezistila.

Vlastná mineralizácia sa na území zmapovanom na liste Korytnica zistila v odkryve veľkom 3×2 m vystupujúcom 1250 m na JV od kóty Holica (Vtáčnik, 1340 m) v hornej časti nepomenovanej dolinky v ľavej strane doliny Sopotníčka. Odkryv budujú čiastočne migmatizované jemnozrnné amfibolické pararuly, ktorých meta-tek kremeňovo-živcového zloženia dosahuje mocnosť 1—5 cm. Volfrámo-zlatá mineralizácia vystupuje vo forme žiliek mocných 1—3 mm, ktoré tvoria výplň pukliniek orientovaných subparalelne až koso na plochy s_1 amfibolitickej pararuly.

Pretože v blízkosti výskytu sa križujú zlomy smeru S—J s opísanou tektonickou líniou, v jeho okolí sú výrazné mylonitové pásma. Tie boli v minulosti predmetom intenzívnej kutacej činnosti (pingy, haldy), pravdepodobne na zlato a antimón.

Scheelit zistený vo východe aj v šliach má jasnomodrá luminescenciu, poukazuju na nízky obsah molybdénu, ktorá je známa z antimonitových formácií a zlato-scheelitových žíl kryštalinika. Scheelit bol potvrdený röntgenograficky. Pri jeho separácii sa zistili aj zlatinky v rozmeroch pod 0,15 mm. V okolí východu v šliach sa zistil scheelit v anomálnom obsahu (od 15—50 g/m³) v doline Bukovec a Sopotnica. V týchto šliach sa našlo aj zlato.

Opísaný prejav volfrámo-zlatej mineralizácie je v rade výskytov na južnejších svahoch v západnej časti Nízkych Tatier najzápadnejší. Ako ukazujú výsledky z oblasti Jasenia-Kyslej, kde sa zistilo volfrámové zrudnenie ložiskového významu, je predpoklad zistiť obdobné zrudnenia aj v Sopotnickej doline. Oblasť sa bude ďalej podrobne skúmať.

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Генетические и изотопно-геохимические особенности формирования колчеданных руд в Малых Карпатах

Б. ЦАМБЕЛ,* Ф. ЖУКОВ,** Д. САВЧЕНКО**

* Геологический институт САН, Дубравска цеста 9, 886 25 Братислава

** ИФГМ АН УССР, Киев, Пр. Палладина 34, УССР

(3 рис. и I таб. в тексте)

Получено 28. 1. 1980

Генетические и изотопно-геохимические особенности формирования колчеданных руд в Малых Карпатах

В статье собраны результаты изотопного и термобарометрического исследований колчеданных руд в области Малых Карпат (область Августин штольня). Полученные изотопные соотношения серы находятся в согласии с результатами исследований Я. Кантора. Подтверждается сингенетическое происхождение рудной минерализации и обогащение серы легким изотопом (S^{32}) в результате бактериальной деятельности (таб. 1). Увеличение степени метаморфоза ведет к повышению содержания тяжелого изотопа серы в среднем на 3 ‰ (рис. 1). Органический углерод вмещающих пород и руд имеют приблизительно одинаковое соотношение изотопного состава (таб. 1). Метаморфные процессы не очень изменяют изотопные соотношения в органическом материале при его углефикации. Термобарометрические исследования гомогенизации газовой-жидких включений указывает, что гомогенизация первичных газовой-жидких включений в кварце различных типов метаморфизованных колчеданных руд заканчивается с 200 до 350°С. Для мало перекристаллизованных руд, находящихся в тонких карбонатных прослойках температура гомогенизации около 110°С. Вторичные включения в рудах имеют точку гомогенизации около 100 или 200°С. Невозможно дать однозначную интерпретацию этих термобарометрических величин, поскольку руды были метаморфизованы в различной степени до амфиболитовой фации, что значит до температуры превышающей 500°С.

Genetic and isotope-geochemical peculiarities of pyrite-ore genesis in the Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia)

Results of isotopic and thermobarometric investigations realized on samples of pyritic ore from the Malé Karpaty area proved the enrichment of light sulphur isotope S^{32} in investigated samples. Due to metamorphic overprint, the amount of the heavy sulphur isotope increases by 3 p. c. whereas the isotopic

composition of the organogenous carbon remains unchanged. Thermobarometric data point to temperature range of 200—350 °C whereas temperatures about 100—200 °C were stated for less recrystallized ore and for inclusions in secondary carbonates. Results prove the syngenetic nature of mineralization with the surrounding rock sequence.

Колчеданным оруденением в области Малых Карпат занимались в последнее время многие исследователи. Изучением месторождений и геохимией оруденения Б. Цамбел (1953), геохимией рудных минералов Б. Цамбел — Я. Ярко в с к и й (1967—1969) исследованием изотопов серы Я. Кантор (смотри Б. Цамбел — Я. Кантор, 1972) и Я. Кантор (1974). Разведочными работами и научными наблюдениями Полак (1956—1979) и Р. Жак ов с к и й (1962).

Колчеданные месторождения Малых Карпат являются сингенетическими месторождениями, которые образовались в палеозое, в геосинклинальных условиях основного, подводного вулканизма и поэтому находим здесь многие доказательства генетической зависимости колчеданной минерализации с метабазитами. Руды находятся в зонах распространения сланцев содержащих метапирокластический материал и амфиболиты а также породы с обильным содержанием органического углеродного материала (темные сланцы, которые в значительной мере углефицированные). Комплекс осадочных пород был метаморфизирован

периплутонически контактно под влиянием интрузивного действия варийских гранитоидов. Локально метаморфоз доходил до условий амфиболитной фации.

Главные типы руд следующие:

Углисто-кварц-сульфидные руды, у которых нет выразительных признаков метаморфической рекристаллизации сульфидов. В них присутствует большое количество углистого вещества. Пирротин обычно не наблюдается. Количество органики резко колеблется, а количество кремния значительно.

Кварц-сульфидные руды с переменным количеством органического вещества обогащены хемогенным кварцем. В результате метаморфизма в этом типе руд образовалось большое количество пирротина, присутствует биотит, мусковит и полевые шпаты.

Амфибол-сульфидные руды. Амфибол является в этих рудах продуктом рекристаллизации туфогенного материала основного состава. Количество амфибола в рудах колеблется значительно. Отдельные его вкрапленники достигают величин до 1. см. Метаморфизм способствовал образованию в этих рудах пирротина.

Формирование руд происходило

в условиях метаморфических преобразований, аналогичных для вмещающих их пород. В отобранных нами образцах С. И. Терещенко (ИГФМ АН УССР) были обнаружены типичные газовой-жидкие включения, составляющие сравнительно малочисленную группу и вторичные приуроченные к плоскостям залеченных трещин. Первичные газовой-жидкие включения имеют правильную изометричную форму вакуолей с размерами не превышающими 0,01 мм и располагающимися в основном по центру зерна в виде немногочисленных обособленных групп по 2—3 включения. Реже отмечаются одиночные включения. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце метаморфизованных разновидностей руд колеблется от 200 до 350° С. В полосчатых слабо рекристаллизованных рудах в тонких карбонатных прослойках температура гомогенизации не превышает 110° С.

Вторичные газовой-жидкие включения в кварце и карбонате залеченных трещин представлены двумя генерациями. Первая — гомогенизируется при температуре ниже 200° С, а вторая — ниже 100° С. Как в карбонате, так и в кварце встречено множество однофазовых (жидких) включений. Таким образом по данным термобарометрических исследований формирования рудных залежей происходило при метаморфизме стадии зеле-

ных сланцев. Температура гомогенизации газовой-жидких включений не превышает 350° С; растворы были слабо минерализованы.

В гнейсовых разновидностях пород, где развиты гранаты, ставролиты силлимениты и другие, температура могла достигать при метаморфизме до 500° С и выше. В связи с этим термобарометрические исследования следует продолжать.

В разрезе палеозоя отсутствуют какие-либо геохимические различия. Исключением является продуктивная пачка вулканогенно-осадочных и углеродистых пород, где в отличие от всех остальных толщ, концентрируется большое количество пирита и пирротина при незначительной примеси сфалерита и халькопирита, образующих повышенные, по сравнению с кларком, количества меди и цинка, а также других элементов.

Изотопно-геохимические исследования на месторождении были начаты Я. Кантором (Б. Цамбел, Я. Кантор, 1972). В 1978 году мы продолжили работы, отобрав на месторождении образцы для изотопного анализа серы и углерода. Образцы отбирались на участках штолен Верхний и Нижний Августин из различных типов сульфидной минерализации. Были отобраны: слабометаморфизованная первично-вкрапленная минерализация в метапирокластах основного состава с примесью значительного количества органики;

углисто-кварц-сульфидные с переменным количеством органики и амфибол-сульфидные руды; массивные пирротин-пиротовые руды; импрегнационная минерализация пирита в амфиболите.

Характерной особенностью данных руд является наличие значительного количества углистого вещества в ассоциации с сульфидами, обогащенными легким изотопом серы ^{32}S (таблица 1). Органическое вещество создало высокую восстановительную обстановку при рудообразовании. При таких условиях в случае неорганического восстановления серы, независимо от ее источника — корового или глубинного — сульфиды должны были бы содержать повышенное количество тяжелого изотопа ^{34}S (Р. Рай, Х. Омото, 1977). Обогащение же пиритов изотопом ^{32}S в присутствии органического вещества могло произойти лишь в условиях деятельности сульфат-редуцирующих бактерий. Доказательством микробиологического

происхождения органики и сульфидов является наличие в них высокого содержания изотопов ^{12}C и ^{32}S . В работе Г. И. Готовой и др. (1973) показано, что в процессе биосинтеза автотрофных микроорганизмов происходит обогащение биомассы изотопом ^{12}C . Питательной средой для них служат бикарбонат- и сульфат-ионы морского бассейна.

Нами были изучены впервые для этого рудного района вариации изотопов углерода в различных типах колчеданных руд (таблица 1). В проанализированных образцах количество углерода колеблется от 0,22 до 7,71 %. Преобладающей формой углерода в них является органическая составляющая. В рудах с высоким содержанием углерода отмечается повышенное содержание легкого изотопа ^{12}C (рис. 1). Карбонаты, ассоциирующие с этими рудами также обогащены ^{12}C , значения $\delta^{13}\text{C}$ в них составляет от $-17,4$ до $-18,4$ ‰, что указывает на их ге-

Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в различных типах руд
Variation of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values in different ore types

Таб. 1.

Тип руд	Содержание С, %			Вариации $\delta^{13}\text{C}$ ‰			Вариации $\delta^{34}\text{S}$, ‰			К-во проб
	от	до	ср.	от	до	ср.	от	до	ср.	
1. Первично-вкрапленные	0,22	0,51	0,39	-18,3	-21,1	-20,2	-12,5	-19,9	-15,9	4
2. Углисто-кварц-сульфидные	0,49	4,75	3,26	-21,1	-31,3	-27,5	-11,0	-27,1	-18,7	5
3. Метаморфизованные кварц-сульфидные и амфибол-сульфидные	1,52	7,71	4,00	-28,6	-32,9	-30,7	-17,7	-27,0	-22,9	9
4. Массивные пирротиновые	0,29	1,32	0,81	-18,4	-34,9	-31,5	-17,3	-23,5	-20,7	10

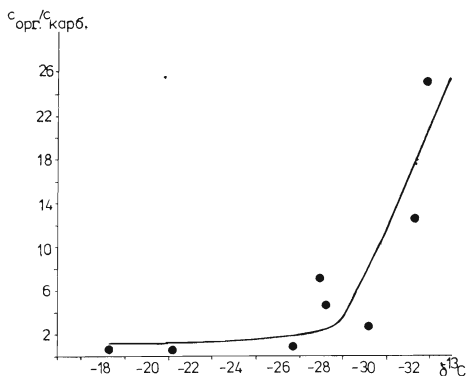


Рис. 1. Соотношение между C_{org}/C_{carb} и вариациями $\delta^{13}C$ в рудах месторождения.

Fig. 1. Relation between C_{org} and C_{carb} and that of $\delta^{13}C$ variation in the ores of the deposit

нетическую связь с органическим веществом.

Накопление изотопа углерода ^{12}C в биомассе водного бассейна зависит от таких внешних факторов как температура, соленость, климатические условия. При этом $\delta^{13}C_{ср.}$ захороненного органического вещества обычно колеблется от $-21,7$ до $-25,0$ ‰. Содержание легкого изотопа ^{12}C в исследованных рудах достигает иногда аномально отрицательных величин до $\delta^{13}C = -34,9$ ‰. Такое накопление ^{12}C могло произойти при диагенезе захороненных растительных остатков. В результате внутримолекулярных изотопных эффектов, описанных Э. М. Г а л и м о в ы м (1973) происходила деструкция органического вещества с обогащением остаточного углерода легким изотопом, а CO_2 повышенным количеством ^{13}C . При метамор-

физме произошла углефикация органической массы с сохранением ее изотопного состава (рис. 2).

При интерпретации результатов изотопного анализа серы были учтены результаты анализов Я. Кантора по перечисленным типам минерализации и привлечены результаты измерений по пиритам из малокарпатских гранитоидов, расположенных непосредственно в районе месторождения. Результаты изотопных анализов серы и угле-

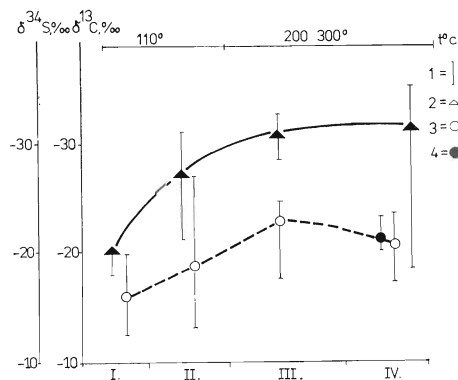


Рис. 2. Изменение $\delta^{34}S_{ср.}$ и $\delta^{13}C$ в различных типах руд. I — первично-вкрапленные, II — углисто-кварц-сульфидные, III — метаморфизованные кварц-амфибол-сульфидные, IV — массивные пирротиновые.

1 — вариации изотопов. Средние значения δ : 2 — изотопов углерода, 3 — изотопов серы в пиритах, 4 — изотопов серы в пирротинах, $t^\circ C$ — температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце вмещающих пород

Fig. 2. Changes of $\delta^{34}S_{mean}$ and $\delta^{13}C$ in different ore types. I — primary disseminated ore, II — carbonaceous-quartz-sulphidic, III — metamorphosed quartz-amphibole-sulphidic, IV — masive pyrrhotitic ore.

1 — isotope variations, 2 — isotopes of carbon, 3 — isotopes of sulphur in pyrite, 4 — isotope of sulphur in pyrrhotite, $t^\circ C$ — homogenization temperature of gaseous-liquid inclusions in the quartz of surrounding rocks.

рода помещены в таблице 1 и на рис. 2. Для серы из пиритов первично-вкрапленной минерализации характерны вариации $\delta^{34}\text{S}$ от $-12,5$ до $-19,9$ ‰ при среднем значении $-15,9$ ‰. Слабометаморфизованные углисто-кварц-сульфидные руды умеют широкой диапазон вариаций от $-11,0$ до $-27,1$ ‰ при среднем $-18,7$ ‰. Метаморфизованные до стадии зеленых сланцев кварц-сульфидные и амфибол-сульфидные руды имеют аналогичную дисперсию $\delta^{34}\text{S}$ по пиритам (от $-17,7$ до $-27,0$ ‰) при среднем $-22,9$ ‰.

Пириты из массивных колчеданных руд характеризуются более узким диапазоном дисперсии $\delta^{34}\text{S}$ от $-17,3$ до $-23,5$ ‰ при среднем $-20,7$ ‰. Сера пиритов из амфи-

болитов рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи показывает изотопные вариации от $-11,5$ до $-15,2$ ‰ при среднем значении $-13,9$ ‰.

Сравнительно утяжеленный изотопный состав серы характерен для пиритов из малокарпатских гранитоидов при среднем $-2,6$ ‰, при вариациях от $-1,2$ до $-4,5$ ‰. (Рис. 3)

Полученные результаты показывают, что стратиформные колчеданные месторождения Малых Карпат по вариациям изотопов серы резко отличаются от известных колчеданных месторождений не только Западных Карпат, но и складчатых областей Кавказа и Алтая. В этих районах значения $\delta^{34}\text{S}$ колеблются вблизи метеорит-

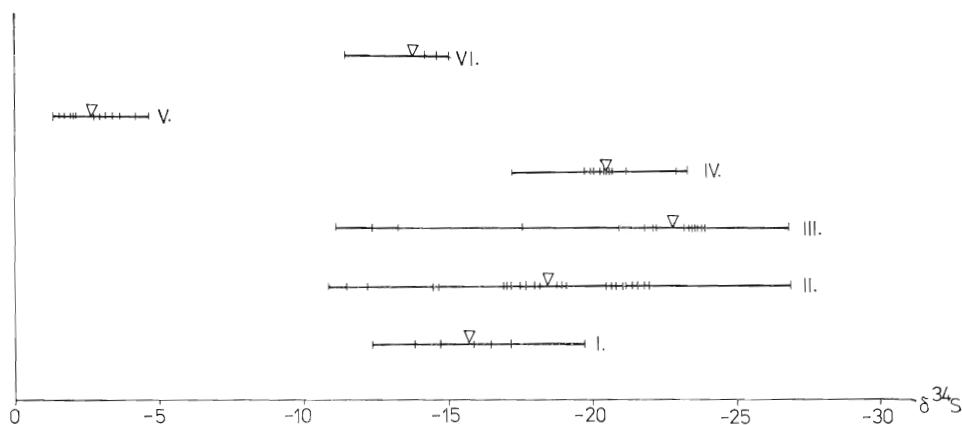
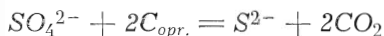


Рис. 3. Вариации $\delta^{34}\text{S}$ в различных типах руд. I — первично-вкрапленные, II — углисто-кварц-сульфидные, III — метаморфизованных кварц-амфибол-сульфидных, IV — массивных пирротитовых, V — пиритов из гранитоидов, VI — пиритов из амфиболитов вулканогенно-осадочной толщи.

Fig. 3. Variations of $\delta^{34}\text{S}$ in different ore types, I — primary disseminated, II — carbonaceous-quartz-sulphidic, III — metamorphosed quartz-amphibole-sulphidic, IV — massive pyrrhotitic, V — pyrite from granitoids, VI — pyrite from amphibolite of the volcanogenous-sedimentary sequence

ного стандарта, испытывая тенденцию к утяжеленным значениям $\delta^{34}\text{S}$ (Гриненко, 1974). С другой стороны, для колчеданных залежей Малых Карпат отсутствует генетическая связь с гранитоидными массивами варисского возраста, значения $\delta^{34}\text{S}$, для которых в среднем не превышают $-2,6\text{‰}$. Вероятнее всего, накопление серного колчедана в этом районе связано с рудоносными растворами древнепалеозойского этапа вулканизма, на что указывают близкие значения $\delta^{34}\text{S}$ пиритов из амфиболитов ($-13,9\text{‰}$) и пиритов из всех типов рудной минерализации. Несколько облегченное значение $\delta^{34}\text{S}$ из пиритов рудных залежей вероятнее всего можно объяснить влиянием бактериальной редукции сульфатов из минерализованных растворов в морской обстановке среди осадков, переполненных органическим детритом. Бактерии восстанавливали сульфат-ион до сероводорода, а за счет кислорода сульфата происходило окисление органического вещества:



Так как сульфат-редукция протекала при практически постоянном количестве ионов SO_4^{2-} , постоянной температуре и рН морской воды, то отношение $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ изменялось в небольших пределах и отлагаемые сульфиды имели сравнительно узкий диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ (В. А. Гриненко, Л. П. Гриненко, 1974). Редукция, по-видимому, протекала под

тонким слоем окисленного ила и сульфат, обогащенный ^{34}S , интенсивно обменивался с сульфатом морской воды, поэтому в зоне восстановления постоянно присутствовал ион SO_4^{2-} одного и того же изотопного состава. Повышение удельного веса изотопа ^{32}S в пиритах можно объяснить увеличением количества сульфат-редуцирующих бактерий при возрастании количества биомассы в водоеме. При метаморфизме дополнительного привноса серы не происходило. Произошел распад пирита с образованием пирротина и серы. Освободившаяся сера переносилась метаморфическими растворами, вступая во взаимодействие с железом вмещающих пород, образуя сульфиды последующих генераций. Эти процессы и привели к незначительному утяжелению изотопного состава серы пиритов и пирротина.

Проведенные нами исследования показывают, что метаморфизм стадии зеленых сланцев как региональный, так и контактовый существенного влияния на перераспределение сульфидов не оказал. Это наблюдается как по текстурным особенностям распределения рудных минералов, так и по вариациям изотопов серы в различной степени метаморфизованных рудных тел (рис. 3).

Рассмотренный комплекс геолого-структурных, литологических, минералогических, термобарометрических и изотопно-геохимических

ких факторов позволяют нам сделать следующие выводы:

1. Первичное накопление колчеданных руд района Пезинок—Пернек проходило синхронно с накоплением рудовмещающих вулканогенноосадочных пород.

2. Источником рудогенных элементов были минерализованные поствулканические растворы, поступающие в морской водоем, богатый органическим веществом, эксгалиции и пирокластический материал.

3. Осаждение сульфидов железа проходило в условиях восстановительной среды при процессах бактериальной сульфат-редукции.

4. Внедрение герцинских гранитов привело к неравномерному метаморфизму вмещающих пород и руд.

5. Региональный и контактовый метаморфизм изменил породы и руды до фации зеленосланцевого метаморфизма, а в зоне контакта с гранитами — до амфиболитовой фации.

6. Углефицированное органическое вещество рудовмещающих пород имеет практически одинаковый изотопный состав углерода.

7. Увеличение степени метаморфизма приводит к утяжелению изотопов серы в среднем на 3‰ (рис. 2).

ЛИТЕРАТУРА

- Галимов, Э. М. 1968: Геохимия стабильных изотопов углерода. Москва, Недра.
- Галимов, Э. М. 1973: Изотопы углерода в процессе роста, *Ectothiorodospira shapashnikov*, Докл. АН СССР, 208, 5.
- Гриненко, В. А. — Гриненко, Л. Н. 1974: Геохимия изотопов серы. Москва, Наука.
- Рай, Р. — Омото, Х. 1977: Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд. В кн. „Стабильные изотопы и проблемы рудообразования“ Москва, Мир.
- Цамбел, Б. — Кантор, Я. 1972: Сравнение изотопного и геохимического исследования сульфидов сингенетических колчеданных месторождений Западных Карпат. Сб. Очерки современной геохимии и аналитической химии. Москва, Акад. наук СССР, п. 377—389.
- Cambel, B. 1953: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralizácia a geochemia ich rúd. *Acta geologica (Zagreb)*, 3, p. 338.
- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *Bratislava, Vydavateľstvo Slov. akad. vied*, 493 p.
- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1969: Geochemia pyrotínu rozličných genetických typov. *Bratislava, Univerzita Komenského*, 336 s.
- Kantor, J. 1974: Scheelite in the Malé Karpaty Mts. crystalline and its genetic relationship to basic volcanism. *Geol. zbor. — Geologica Carpathica (Bratislava)*, 25, 1, p. 41—52.
- Kantor, J. 1974: Sulphur isotopes of the stratiform pyrite deposit Turecký vrch and stibnite deposit Pezinok, in the Malé Karpaty Mts. Crystalline, Czechoslovakia. *Geol. zbor. — Geologica Carpathica*, 25, 2, p. 311—334.
- Maucher, A. 1965: Die Antimon-Wolfram-Querck silber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. *Freiberg. Forsch.* 186, s. 173—188.
- Polák, S. 1956: Relikty intrastratifikačných korugácií v metamorfných pezinských pyritových zrudneniach. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 8, s. 78—83.
- Polák, S. 1974: Antimónové rudy Malých Karpát — nový pohľad na vyhľadávaciu problematiku. *Geol. prízk.*, 16, 4, s. 184.
- Žákovský, R. 1962: Nové poznatky z průzkumu rudních ložisek v oblasti Malých Karpát. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 62, s. 169—186.

Mineralia slov.
12 (1980), 6, 541—556

Nové zdroje minerálnej vody v Gánovciach

MILAN KLAGO

IGHP, závod Žilina, Rajecká cesta, 010 51 Žilina

(3 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 3. 3. 1980

Новые источники минеральных вод в Гановцах

Район Гановец известен богатыми источниками углекислых минеральных вод. В последнее время есть интерес использования этих вод для лечебных и рекреативных целей. В результате первого этапа гидрогеологической разведки были получены надёжные результаты главным образом в нарушениях СВ—Ю и С—Ю-ного направления. Новые источники имеют калиево-магнезиально-бикарбонатный характер.

New sources of mineral water at the Gánovce locality (Eastern Slovakia)

The Gánovce area is long ago known for its abundant sources of mineral water. An increased interest appeared recently towards utilization of these springs in balneotherapy and health-resort development. A pioneering hydrogeological survey proved new mineral water springs in the area which are more important than the until used sources. Water issues are localized along NE—SW and N—S trending faults whereas springs with 23—26 °C temperature were localized along E—W trending faults. Mineral waters are of calcium-magnesium bicarbonate type.

V ostatnom období sa zvyšuje záujem spoločnosti o využívanie nášho nevšedného prírodného bohatstva — minerálnych a termálnych vôd. Najvýznamnejšie zdroje sa využívajú v prírodných liečivých kúpeľoch celoštátneho až medziná-

rodného významu, resp. v plniarniach stolových a liečivých minerálnych vôd. Nachádzajú tiež využitie v zariadeniach cestovného ruchu na rekreačné účely. Medzi oblasti s bohatým výskytom minerálnej vody, ktoré sa v minulosti intenzívne kú-

peľnícky využívali a postupom času z rozličných dôvodov stratili svoj pôvodný význam, patrí aj oblasť Gánoviec.

Gánovce podľa písomných dokladov patria medzi naše najstaršie známe kúpele. Tu sa vyhlbil aj jeden z prvých vrtov na zachytenie minerálnej vody na území Slovenska.

Koniec 19. stor. znamenal vrchol rozkvetu kúpeľov v Gánovciach, ale postupne nastal úpadok a dnes sú kúpeľné zariadenia v zanedbanom stave. Jednou z príčin nezájmu o túto oblasť z hľadiska využívania minerálnej vody bolo hlbinné dobývanie mangánových rúd z ložísk v Kišovciach a Švábovciach. Pomerne rozsiahle podzemné ťažobné priestory a sústavné odčerpávanie banskej vody, prevažne minerálnej, narušalo prírodný režim podzemnej vody a viedlo k zániku mnohých minerálnych prameňov na povrchu. Najcitlivejšou stratou bol zánik využívaného prameňa minerálnej vody Tatra v Hôrke v roku 1951, a to po nafarání výstupovej cesty minerálnej vody na „švábovskom zlome“ v čelbe prekopu (O. Hynie 1963).

Po ukončení ťažby Mn-rúd v oblasti v rokoch 1971–1972 a likvidácii banskej prevádzky sa prestala odčerpávať z podzemia banská voda a vyťažené priestory sa postupne zaplavovali. To sa priaznivo prejavilo v čiastočnom obnovení hydraulických pomerov podzemnej vody. Obnovili sa niektoré pramene minerálnej vody, aj keď nie v plnom rozsahu, a vznikli aj nové pramene (lokalita Hôrka).

ONV v Poprade prejavil záujem o využívanie minerálnej vody najmä v oblasti Gánoviec, ktorá je z hľadiska budovania rekreačno-rehabilitačných zariadení najperspektívnejšia.

V tomto príspevku uvádzame výsledky prieskumných prác, ktoré boli v predmetnom území doteraz iba ojedinelé, ale priniesli niektoré nové poznatky o geologických a hydrogeologických pomeroch výverovej oblasti žriedlovej štruktúry minerálnych vôd v Gánovciach.

Geologicko-tektonické pomery okolia Gánoviec

Gánovce ležia v okrajovej juho-východnej časti Popradskej kotliny, na severnom úpätí Kozích chrbtov asi 5 km na JV od Popradu (E. Mazúr — M. Lukniš 1978).

Z geologického hľadiska širšie okolie Gánoviec budujú horniny mezozoika (chočskej jednotky) v stratigrafickom rozpätí vrchný karbón až vrchný trias, ktoré vystupujú v pohorí Kozie chrbty. Prilahlú časť Popradskej kotliny budujú sedimenty centrálno-karpatského paleogénu. Pokryvnú vrstvu tvoria sedimenty kvartéru.

Horniny chočskej jednotky vystupujú na povrch južne, juhozápadne a západne od Gánoviec. Charakteristickým členom chočskej jednotky v tomto území je „melafýrová séria“. Jej najstarším členom sú sivé slienité bridlice, zelenkavé arkózovité droby, zlepenice a pieskovce (pravdepodobne vrchnokarbónske). V ich nadloží vystupujú pestré ílovité bridlice s lavicami kremenitých pieskovcov, arkóz a zlepenčov. Na toto súvrstvie sa viaže aj podstatná časť bázikového vulkanizmu reprezentovaného výlevmi a plytko podpovrchovými intrúziami gabroidnej magmy. Pripisuje sa im vrchnopermský vek. Vyšším členom sú svetlosivé až biele kremenité pieskovce a kremence spodného triasu. Najmladším členom série je súvrstvie červených a zelených slienitých bridlíc kampilu

(M. Mahel et al. 1967).

Stredný trias (anis) zastupujú tmavé vápence guttensteinského typu. Vystupujú len sporadicky juhozápadne od Spišskej Teplice. V ich nadloží sú sivé dolomity. Najvyššiu časť stredného triasu (ladin) tvoria rohovcové vápence s polohami škvrnitých slienitých vápencov.

Vrchný trias je na báze zastúpený ekvivalentom lunzských vrstiev — tmavými bridlicami a pieskovcami. Vyššiu časť tvoria dolomity. Karbonátové horniny stredného až vrchného triasu vystupujú na povrch územia východne od Štrby v oblasti Lučivná—Mengusovce—Svit—Spišská Teplica. V oblasti Gánoviec sa tieto horniny zistili prieskumnými vrtmi v podloží paleogénnych sedimentov. Tieto horniny sa význačnou mierou zúčastňujú na tvorbe minerálnej vody.

Vlastné okolie Gánoviec budujú sedimenty centrálnokarpatského paleogénu. Jeho vývoj sa začína transgresívnymi zlepenkami a pieskovcami bazálnej litofácie. Reprezentujú príbrežnú faciú a na podložnom mezozoiku ležia diskordantne. Na povrch vystupujú južne a juhovýchodne od Gánoviec na úpätí Kozích chrbtov. Z bazálnej litofácie sa pozvoľne vyvíja ílovcová litofácia. Prevládajú v nej sivé bridličnaté ílovce až slieňovce s premenlivou piesčitosťou. Nepravidelne vystupujú lavice sivých a sivo-modrých pieskovcov. Ílovcová litofácia má typický flyšoidný charakter. Charakteristickým členom opi-

sovanej litofácie v juhovýchodnej časti Popradskej kotliny sú slojky Mn-rúd. V oblasti Kišoviec a Šváboviec ich mocnosť dosahovala 40—50 cm (T. Buda y et al. 1967). Podľa výsledkov z prieskumných vrtov dosahuje mocnosť paleogénnych sedimentov vo výverovej oblasti minerálnej vody iba 15—30 m (M. Klačo 1975, 1979).

Kvartérne sedimenty tvoria pokryvnú vrstvu celého územia. Ich pôvod, litologické zloženie a mocnosť sú premenlivé, a to v závislosti od rozličných činiteľov. Prioritné postavenie má travertín, ktorého prítomnosť je pre oblasť Gánoviec charakteristická. Recentný vznik travertínu možno v záujmovej oblasti pozorovať na rozličných miestach v blízkosti minerálnych prameňov. O jeho činnosti v minulosti svedčia rozsiahle travertínové polia, kaskády na svahoch, pramenné krátery a iné útvary. V minulosti tu bola aj intenzívna ťažba travertínu v niekoľkých lomoch. V roku 1925 sa na lokalite Hrádok pri ťažbe travertínu našiel výliatok mozgovej dutiny neandertálskeho človeka (V. Zorkovský 1979).

Z tektonického hľadiska má skúmané územie pomerne zložitý vývoj. Súčasná tektonická stavba je výsledkom niekoľkých orogénnych cyklov s viacerými fázami vrásnenia, resp. intenzívnych tektonických pohybov. Súčasný stav je hlavne prejavom postpaleogénnej fázy vrásnenia, ktorá podmienila

vznik veľkých antiklinálnych a synklinálnych pásiem. Južný pruh mezozoických hornín Kozích chrbtov buduje chočská jednotka. Má smer Z—V a sklon vrstiev na J. Zdvihnutie chrbta pozdĺž smerných zlomov dalo mu na jednej strane charakter automorfného hrastu a na druhej strane sa severne vo flyšom pásme vytvorila priekopová prepadlina. Uvoľnením tlaku, resp. spätným presunutím chrbta na J vzniklo na severnej strane pásmo široké okolo 2 km, rozdelené zlomami na nerovnomerne poklesnuté kryhy. Najväčší pokles sa zistil v strede pásma na „švábovskom skoku“, okolo 130 m (V. Struhák 1964).

V oblasti priekopovej prepadliny sa uplatnili zlomy dvojakého typu:

Staršie zlomy smeru ZSZ—VJV, ktorých vznik a smer podmienili hercýnske štruktúry v podloží centrálnych Karpát. Zlomy bližšie k chrbtu majú sklon na SSV, tvoria južné krídlo priekopovej prepadliny a pozdĺž nich poklesla severnejšia kryha oproti južnejšej. V severnom krídle prepadliny majú zlomy sklon na JJZ a južnejšie kryhy poklesli oproti severnejším. Zo zlomov má významnejšiu hydrogeologickú funkciu, najmä z hľadiska vzniku minerálnych prameňov, „gánovský zlom“, ktorého priebeh možno sledovať od Lučivnej cez Spišskú Teplicu až do oblasti Gánoviec a ďalej na V.

Zlomy najmladšieho systému tvoria tektonické línie smeru SV—JZ,

SSV—JJZ a S—J. Pohyby po týchto líniách sa predpokladajú v období sarmat — vrchný panón. Na zlomový systém sa viažu aj výstupy minerálnej vody na povrch. Indikuje ich tvorba traventinu, ktorý sa skoncentroval najmä do blízkosti ich križovania so zlomami smeru ZSZ—VJV.

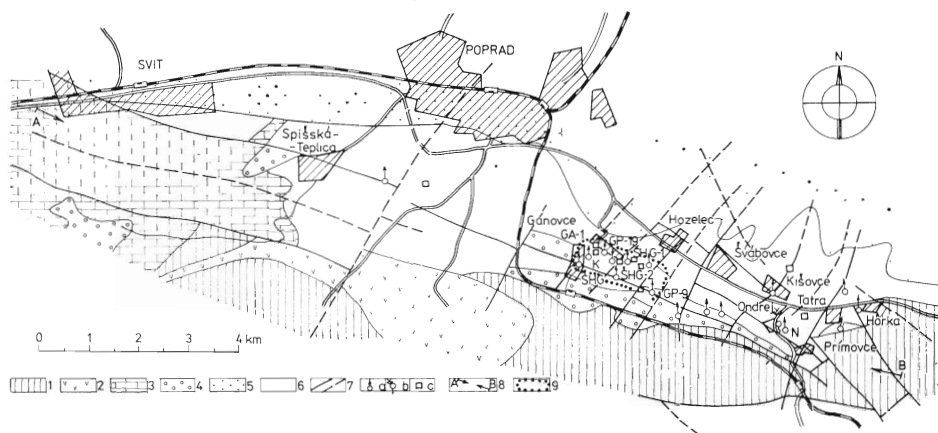
Opisované zlomové systémy vytvorili v priekopovej prepadline severne od Kozích chrbtov kryhovú stavbu s priečnymi a pozdĺžnymi eleváciami mezozoického podložia, ktoré tvoria prevažne karbonátové horniny (obr. 1).

Žriedlová štruktúra a genéza minerálnej vody

Minerálna voda v oblasti Gánoviec je vadózneho pôvodu, jej zásoby dopĺňa vsakujúca voda v infiltračných oblastiach a minerálny obsah získava pri cirkulácii v horninovom prostredí.

Podľa klasifikácie hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd Západných Karpát (O. Franko — S. Gazda — M. Michalíček 1975) možno žriedlovú štruktúru minerálnych vôd v Gánovciach zaradiť medzi otvorené štruktúry, t. j. v štruktúre možno vyčleniť infiltračnú, akumuláciu a výverovú oblasť.

Infiltračné oblato, t. j. územie, kde kolektory podzemnej vody vystupujú na povrch a umožňujú infiltráciu vadóznej vody, sa doteraz



Detail



Obr. 1. Schematická geologická mapa okolia Gánoviec s vyznačením zdrojov minerálnej vody. (Zostavil M. Kľago 1979 podľa regionálnej geologickej mapy ČSSR 1:200 000, list Poprad). Vysvetlivky: 1 — pieskovce, bridlice, kremence, arkózy, droby, zlepenec, 2 — melafýry, diabázy (1–2 „melafýrová séria“ — vrchný karbón—perm—spodný trias); 3 — vápence a dolomity (stredný až vrchný trias); 4 — pieskovce a zlepenec — bazálna litofácia; 5 — ílovce, slieňovce s ojedinelými poschodiami pieskovcov — ílovcová litofácia; 6 — ílovce a pieskovce v zastúpení 1:1 — ílovcovo-pieskovcová litofácia (4–6 — centrálneokarpatský paleogén); 7 — tektonické línie — zistené a predpokladané; 8 — schematický hydrogeologický profil žriedlovej štruktúry minerálnych vôd (pribeh profilu); 9 — záujmová oblasť predbežného hydrogeologického prieskumu. Zdroje minerálnej vody: a — prírodné pramene minerálnej vody (N = nový prameň v Hôrke), b — výtok minerálnej vody z odvodňovacej šachty v Ondreji, c — vrty s minerálnou vodou (K = Kúpeľný prameň, GA-1, GA-1/A, SHG-1, SHG-2, GP-9 a GP-19 — vrty predbežného hydrogeologického prieskumu), Tatra — zaniknutý prameň minerálnej vody v bývalej plniarni v Hôrke

Fig. 1. Schematic geological map of the Gánovce area with mineral water springs (M. Kľago 1979). Explanations: 1 — sandstone, shale, quartzite, arcose, greywacke, conglomerate, 2 — melaphyre, diabase (1–2 — the „Melaphyre group“, Upper Carboniferous to Lower Triassic), 3 — limestone, dolomite (Middle- to Upper Triassic), 4 — sandstone, conglomerate (basal lithofacies of Central Carpathian Paleogene), 5 — claystone, marlstone with rare sandstone layers (claystone lithofacies of Central Carpathian Paleogene), 6 — claystone and sandstone in 1:1 ratio (claystone-sandstone lithofacies of the Central Carpathian Paleogene), 7 — fault, ascertained and supposed, 8 — schematic hydrogeological profile of the mineral water spring structure (profile line), 9 — area covered by hydrogeological survey. Mineral water sources: a — natural issue of mineral water (N = new spring at the Hôrka locality), b — mineral water discharge from open-pit drainage at the Ondrej locality, c — wells with mineral water discharge (K — Kúpeľný prameň spa spring, GA-1, GA1/A, SHG-1, SHG-2, GP-9 and GP-19 — wells for the hydrogeological survey), Tatra — extincted mineral water spring at the former filling station at the Hôrka locality

v štruktúre gánovských minerálnych vôd podrobnejšie neštudovali. Predpokladáme, že sa nachádzajú na severných svahoch Nízkych Tatier (M. Maheľ 1952, O. Hynie 1963, V. Struňák 1962, 1964). Je to hlavne oblasť západne od Gánoviec (Mengusovce, Lučivná, Spišská Teplica), kde vystupujú na povrch karbonátové horniny stredného až vrchného triasu a smerom na V sa ponárajú pod paleogénnu výplň Podtatranskej kotliny. Infiltrovaná voda zostupuje puklinami a trhlinami do väčšej hĺbky, do akumulčných oblastí, pod nepriepustné sedimenty paleogénu v priestore Gánovce—Kišovce—Švábovce—Hôrka (M. Klagó 1975, 1979a). Pri cirkulácii v horninovom prostredí podzemná voda sa mineralizuje pod vplyvom fyzikálnych a fyzikálno-chemických procesov. Na základe výsledného chemizmu podľa klasifikácie S. Gazdu (O. Franko — S. Gazda — M. Michalíček 1975) zaradíme minerálnu vodu v Gánovciach medzi petrogénne vody, t. j. jej chemizmus je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia obehu. Podľa uplatnenia sa mineralizačných procesov pri formovaní chemizmu sa zaraduje medzi vody prechodných medzitypov, lebo na jej tvorbe sa zúčastňujú dva typy mineralizačných procesov. Základným je karbonátogénny proces — rozpúšťanie karbonátov, keď sa do kvapalnej fázy z horninového prostredia uvoľňujú

Ca^{2+} , Mg^{2+} a HCO_3^- . Ďalej je to proces sulfatogénny — rozpúšťanie sadrovca a anhydritu, keď sa do kvapalnej fázy uvoľňujú ióny SO_4^{2-} a Ca^{2+} . Základný chemický typ minerálnej vody je prevažne nevýrazný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový ($A_2 = 56\text{—}61$ mval ‰) až výrazný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový ($A_2 = 67\text{—}72$ mval ‰). Celková mineralizácia vody dosahuje 2700 až 4000 mg/l. Pomerne vysoký obsah minerálnych látok podmienilo hlavne intenzívne preplynenie CO_2 a pôsobí ako katalyzátor pri rozpúšťaní karbonátových zložiek v obehových cestách podzemnej vody. Podľa výsledného chemizmu minerálnej vody v Gánovciach predpokladáme, že jej cirkulačným prostredím sú karbonátové a sadrovcové horniny mezozoika spodného až vrchného triasu.

Zostupom podzemnej vody do väčšej hĺbky získava teplotu horninového prostredia zodpovedajúcu príslušnému geotermickému gradientu. Podľa teploty minerálnej vody v Gánovciach (23—27 °C) predpokladáme hĺbku obehu okolo 700—1000 m.

Minerálna voda v poslednej fáze vystupuje do výverovej oblasti v priaznivých geologicko-tektonických podmienkach. Výverová oblasť v Gánovciach patrí medzi polozakryté oblasti, t. j. vlastný kolektor minerálnej vody (vápencovo-dolomitický komplex mezozoika) nevystupuje priamo na povrch územia, ale ho zakrývajú neprie-

pustné sedimenty — izolátory (paleogénne flyšové súvrstvia). Minerálna voda vyviera iba na zlomoch. V oblasti Gánoviec sú to zlomy smeru ZSV—VJV, SV—JZ, SSV—JJZ a S—J. Výstupy a vývery sa sústreďujú hlavne do miest križovania základných zlomových systémov. Schematický profil žriedlovej štruktúry je na obr. 2.

Výsledky prieskumných prác

V rokoch 1974—1975 sme v Gánovciach uskutočnili 1. podetapu hydrogeologického prieskumu. Hlavnou úlohou bolo zistiť geologicko-tektonické a hydrogeologické pomery v oblasti dovtedajšieho hlavného zdroja minerálnej vody v Gánovciach — Kúpeľného prameňa. Údaje o nich boli v tom čase len kusé a neúplné. Prieskum mal ďalej overiť možnosť nahradenia Kúpeľného prameňa (vrt z rokov 1877 až 1879) novým zdrojom, s vyššími kvalitatívnymi a kvantitatívnymi parametrami (výdatnosť Kúpeľného prameňa bola maximálne 3 l. s^{-1} , teplota vody $21,3^\circ\text{C}$). Na splnenie cieľa sme v blízkosti Kúpeľného prameňa (asi 20 m severne) vyhlbili prieskumný hydrogeologický vrt GA-1 do hĺbky 276 m. Vrt zistil nasledujúci geologický profil:

— kvartérne sedimenty zastupoval prevažne návažok (do 1,5 m) a travertín (1,5—7,6 m);

— paleogénne sedimenty sa zistili v hĺbke 7,6—33,0 m — tmavo-

sivé slienité ílovce na báze s pieskovecami a drobnozrnnými zlepenkami;

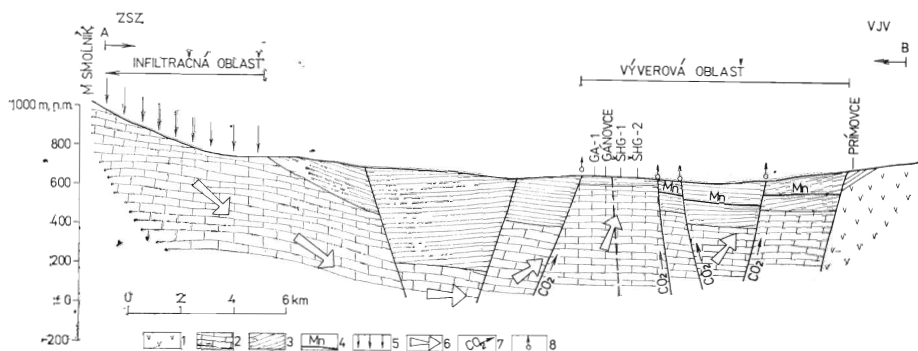
— mezozoické sedimenty (39 až 276 m) boli reprezentované tmavosivými jemnozrnnými kryštallickými dolomitmi, prevažne s brekciovitou štruktúrou.

Minerálnu vodu zistil vrt GA-1 v hĺbke 37 m v bazálnej pieskovcovo-zlepenkovej litofácii paleogénu. Po dosiahnutí tejto hĺbky nastal z vrtu prelev minerálnej vody, výdatnosť vo výške $+0,4 \text{ m}$ bola 2 l. s^{-1} , teplota vody $21,6^\circ\text{C}$, obsah CO_2 — 1520 mg/l . Po navrtaní dolomitového súvrstvia sa v hĺbke 39 m výdatnosť prelevu zvýšila na 3 l. s^{-1} , teplota vody bola $23,4^\circ\text{C}$. Ďalšie hydrogeologické údaje sme zisťovali počas vrtania krátkodobými prelevovými a stúpacími (tlakovými) skúškami.

Podľa výsledkov hydrotechnických skúšok sme navrhli vrt GA-1 vystrojiť ako nový zdroj minerálnej vody. Zachytáva minerálnu vodu v dolomitovom súvrství stredného až vrchného triasu v intervale 56,6—272,0 m.

V blízkosti vrtu GA-1 sme dodatočne vyhlbili a vystrojili odľahčovací vrt GA-1/A do hĺbky 50 m. Zachytil minerálnu vodu v bazálnej časti paleogénu a vo vrchnej časti dolomitového súvrstvia v hĺbke 36,4—50,0 m.

Spoločnou prelevovou skúškou sme z obidvoch vrtov dokumentovali využiteľnú súhrnnú výdatnosť $6,1$ — $6,9 \text{ l. s}^{-1}$. Teplota vody je



Obr. 2. Schematický hydrogeologický profil žriedlovej štruktúry minerálnej vody v oblasti Gánoviec (zostavil M. K l a g o 1979). Vysvetlivky: 1 — bridlice, pieskovce, kremence — spodný trias, 2 — karbonátové horniny mezozoika — vápence a dolomity, 3 — sedimenty centrálno-karpatského paleogénu, 4 — slojky Mn-rúd v paleogéne, 5 — infiltrácia vadóznej vody, 6 — smer prúdenia podzemnej vody, 7 — výstup, CO_2 , 8 — prírodné vývery minerálnej vody, GA-1, SHG-1 a SHG-2 — prieskumné hydrogeologické vrtý

Fig. 2. Geological sketch profile of the mineral water spring area in Gánovce (M. K l a g o 1979). Explanations: 1 — shale, sandstone, quartzite, Lower Triassic, 2 — limestone, dolomite, Mesozoic, 3 — sediments of the Central Carpathian Paleogene in the whole, 4 — manganese seams in the Paleogene, 5 — vadose water infiltration, 6 — ground-water circulation direction, 7 — carbon dioxide issue, 8 — natural mineral water discharge, GA-1, SHG-1, SHG-2 — hydrogeological prospecting well

25,1—25,3 °C (vrt GA-1/A) a 26,5 až 26,7 °C (vrt GA-1). Uvedené množstvo minerálnej vody možno z vrtov exploatovať prelevom vo výške 652,20 m n. m. Vybudovaním a odskúšaním vrtov GA-1 a GA-1/A v blízkosti Kúpeľného prameňa v areáli kúpeľov sa ukončila 1. podetapa prieskumných prác (M. K l a g o 1975).

Prieskumné práce 2. podetapy hydrogeologického prieskumu sme vykonali v rokoch 1976—1978. Boli orientované na územie východne od obce Gánovce, t. j. do východnej časti výverovej oblasti minerálnej vody.

V prvej časti prieskumu sme na lokalite urobili prospekčné práce.

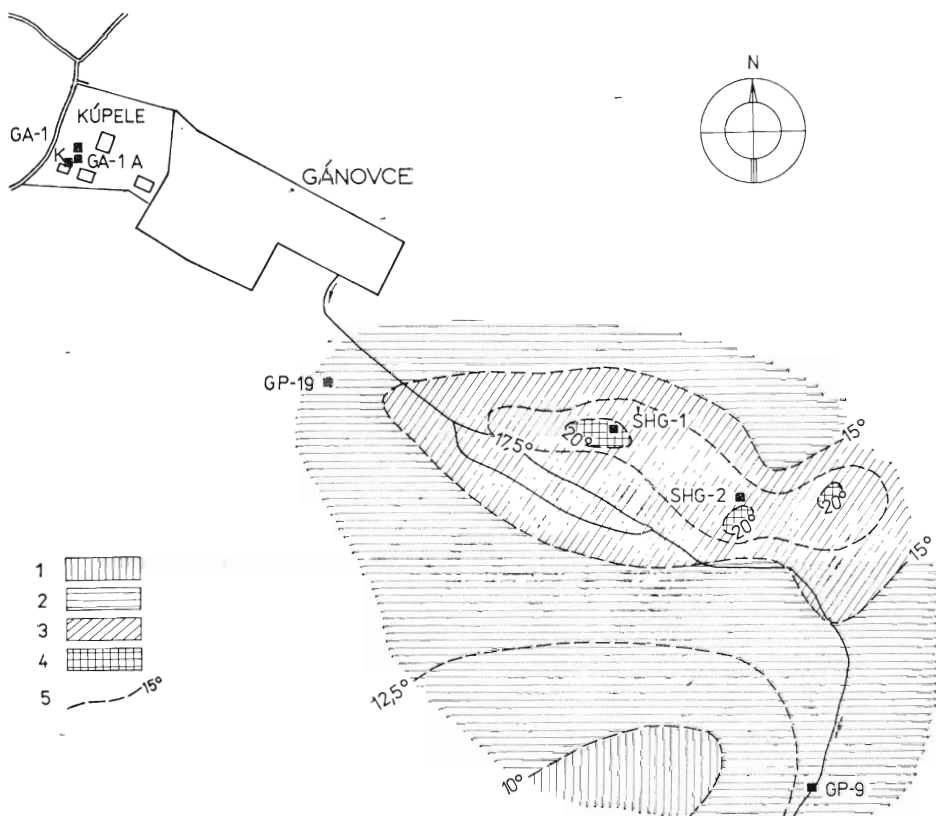
Hlavnú pozornosť sme venovali geotermickému meraniu (vertikálna termokarotáž), ako doplnkové kritérium sme zvolili chemickú (stanovenie obsahu HCO_3 v podzemnej vode) a plynovú prospekciu (stanovenie obsahu CO_2 a H_2S v podzemnej vode). Grafické plošné znázornenie výsledkov geotermickej prospekcie uvádzame na obr. 3. (Zná-zornená je nameraná maximálna teplota vody v prospekčných vrtoch.)

Z hodnotenia výsledkov geotermických meraní vychodí, že anomálna oblasť, v ktorej sa zistila zvýšená teplota vody, prebieha východne od obce Gánovce, približne v strede údolia v smere Z—V. Ma-

ximálnu teplotu vody sme namerali vo vrte GP-3 (22,4—25,4 °C), GP-23 (21,2—22,6 °C) a GP-6 (19,4—20,2 °C). Tieto výsledky boli pri situovaní hlbších prieskumných hydrogeologických vrtov rozhodujúce.

Maximálny obsah HCO_3 v pod-

zemnej vode bol viac ako 2500 mg/l (vrty GP-7 a 15). Vo väčšine prípadov sa hodnoty pohybovali od 2000 do 2500 mg/l. Z výsledkov vyplýva, že podzemná voda má v celej skúmanej oblasti charakter minerálnej vody (obsah HCO_3 nebol menší ako 1000 mg/l). Obsah



Obr. 3. Mapa termoizohýps podzemnej vody — plošné znázornenie výsledkov geotermickej prospekcie (zostavil M. Kľago 1979). Vysvetlivky: 1 — teplota vody nižšia ako 10 °C, 2 — teplota vody 10—15 °C, 3 — teplota vody 15—20 °C, 4 — teplota vody viac ako 20 °C, 5 — termoizohypsy, GA-1, GA-1/A, ŠHG-1, ŠHG-2 — prieskumné hydrogeologické vrty, GP-9 a GP-19 — prospekčné vrty, K — Kúpeľný prameň

Fig. 3. Thermaisohypses of the ground water. Areal presentation of geothermic prospection results (M. Kľago 1979). Explanations: 1 — water temperature below 10 °C, 2 — water temperature 10—15 °C, 3 — water temperature 15—20 °C, 4 — water temperature over 20 °C, 5 — thermal isohypses, GA-1, GA-1/A, ŠHG-1, ŠHG-2, GP-9, GP 19 — hydrogeological prospection wells, K — Kúpeľný prameň spa spring

H₂S bol vo väčšine vrtov nižší ako 1 mg/l.

Výsledky chemickej a plynovej prospekcie a ich interpretácia dokumentujú, že sa anomálne oblasti obsahu HCO₃ a CO₂ v podzemnej vode v plnej miere nezhodujú s anomálnou oblasťou maximálnej teploty vody. Tento poznatok je pri objasňovaní genézy prameňov minerálnej vody v tejto oblasti dôležitý.

Okrem prospekčného zamerania, t. j. zisťovania vlastností podzemnej vody, sme vrtmi overovali aj geologické pomery hlavne kvartérnych sedimentov a ich bezprostredného podložia. Podľa litologicko-petrografického hodnotenia dokumentačných vzoriek sa v záujmovej oblasti zistili tieto typy sedimentov:

Povrchovú vrstvu rozličnej mocnosti (od 0,3 do 1,8 m) tvorí piesčitá hĺna, ílovitá až prachovitá hnedá až hnedosivá, lokálne prechádzajúca do organogénnych sedimentov — rašelina až bahnité sedimenty.

Travertín ako produkt chemickej sedimentácie minerálnej vody sa zistil v celej skúmanej oblasti. Je väčšinou hnedosivý, pórovitý slabo spevnený až rozpadavý, lokálne aj zvetraný. Ojedinele je bielosivý a pevný. Má premenlivú mocnosť, maximálne 12,5—15,0 m. Vystupuje spravidla v podloží povrchových hlinitých sedimentov, ojedinele až na povrch terénu (vrty GP-3,6 a 21).

V oblasti vrtu GP-9 sa zistil hlinito-kamenitý sutinový materiál s úlomkami pieskovcov a zlepen-cov.

Celková mocnosť kvartérnych sedimentov sa lokálne menila, v strede údolia dosahovala 11,9 až 17,00 m, na okrajoch pri úpätí svahov 3,6—7,7 m.

V podloží kvartérnych sedimentov vystupujú v celom skúmanom území paleogénne sedimenty. Bazálnu litofáciu reprezentujú jemnozrnné až strednozrnné pieskovce a drobnozrnné zlepenice. Vyššiu litofáciu zastupujú tmavosivé ílovce, slíene a slieňovce, ojedinele sa striedajú s polohami jemnozrnných tmavosivých pieskovcov.

V oblasti vrtu GP-3, 6, 15 a 21 sa v nadloží paleogénnych sedimentov zistili slienité a sivé jemnosiltovité vápence v mocnosti 5,9 m. Vzhľadom na lokálny, ojedinelý a plošne obmedzený výskyt týchto vápencov v skúmanom území predpokladáme, že ide len o blok týchto hornín na paleogénnych sedimentoch.

Podložie paleogénu prospekčné vrty zistili len vo vrte GP-8 v hĺbke 15 m a tvorili ho dolomity meozoika.

V oblastiach, kde sme prospekčnými prácami zistili maximálnu teplotu vody, sme následne situovali a vyhlúbili prieskumné hydrogeologické vrty ŠHG-1 a ŠHG-2.

Vrt ŠHG-1 bol lokalizovaný východne od obce Gánovce v blízkosti prospekčného vrtu GP-3. Hĺbka

vrtu bola 150 m. Vrt ŠHG-2 bol asi 200 m východne od vrtu ŠHG-1 v druhej teplotnej anomálii, zistenej prospekčnými vrtmi GP-14 a 23. Hĺbka vrtu bola 110 m.

Podľa geologických výsledkov vrtu ŠHG-1 a ŠHG-2 aj túto časť výverovej oblasti minerálnej vody (východne od obce Gánovce) budujú sedimenty a horniny kvartéru, paleogénu a mezozoika. Pretože sme podrobnejšiu charakteristiku kvartérnych a paleogénnych sedimentov už podali, opisujeme v tejto časti len horniny mezozoika. Vrt ŠHG-1 zistil vápencovo-dolomitické súvrstvie mezozoika pod paleogénnym súvrstviem v hĺbke 23,5 m. Vo vrchnej časti (v hĺbke 23,5—39,0 m) sú slaboslienité, sivé až tmavosivé masívne vápence s nepravidelnou sieťou kalcitových žiliek. V povrchovej časti sú vápence slabo kavernózne. Dolomitové súvrstvie sa zistilo v hĺbke 39 až 150 m. V úseku 39—69 m má dolomit brekciovitý charakter. Od hĺbky 69 m vystupuje jemnokryštalický, tmavosivý, prevažne tektonicky porušený dolomit, nepravidelne pretínaný sieťou puklín, vyplnených sekundárnym dolomitom. Vrt ŠHG-2 zastihol mezozoické súvrstvie v hĺbke 31 m. V úseku 31 až 67 m bol svetlosivý až tmavosivý dolomit, tektonicky porušený, prevažne brekciovitý. V hĺbke 67 až 87,5 m bol sivý až tmavosivý, nerovnomerne zrnitý dolomit. Od hĺbky 87,5 m je sivý až svetlosivý jemnokryštalický dolomit tektonic-

ky porušený a s výraznou mikrovrstvovitosťou.

Minerálnu vodu zistil vrt ŠHG-1 v hĺbke 3,5 m v travertínových sedimentoch (teplota 22,3 °C, obsah CO₂ — 1730 mg/l). Po dosiahnutí hĺbky 31 m (vápence mezozoika) nastal z vrtu slabý prelev minerálnej vody s výdatnosťou 0,1 l. s⁻¹, teplotou 22,6 °C a s obsahom CO₂ 1590 mg/l. Ďalšie údaje o zvodnení vápencovo-dolomitického súvrstvia, ako aj fyzikálno-chemické údaje o minerálnej vode sme zisťovali krátkodobými čerpacími a stúpacími skúškami v priebehu hĺbenia vrtu ŠHG-1.

Vrt ŠHG-1 bol na základe zistených výsledkov hydrotechnických skúšok upravený ako nový zdroj minerálnej vody. Vrt ju zachytil vo vápencovo-dolomitickom súvrství mezozoika v hĺbkovom intervale 53—146 m. Poloprevádzková čerpacia skúška dokumentovala využitelnú výdatnosť 3 l. s⁻¹, pri znížení hladiny vody vo vrte o 8,0—8,5 m dosahuje teplota vody pri exploatacii 25,1—25,9 °C. Prelev minerálnej vody z vrtu ŠHG-1 vo výške +0,1 m (628,70 m n. m.) nie je ustálený, výdatnosť kolíše v rozmedzí 0,2—1,4 l. s⁻¹ (prejavuje sa vplyv preplynienia vody voľným CO₂).

Vrt ŠHG-2 zistil minerálnu vodu v hĺbke 1,5 m pod terénom v kvartérnych sedimentoch (travertíne). Teplota vody je 21 °C, obsah CO₂ 1500 mg/l. Pri navrtaní dolomitového súvrstvia v hĺbke 31 m nastala z vrtu krátkodobá erupcia

preplynenej minerálnej vody.

Vzhľadom na priaznivé výsledky bol vrt ŠHG-2 upravený ako nový zdroj minerálnej vody, zachytenej v karbonátovom súvrství mezozoika (dolomit stredného až vrchného triasu) v intervale 31—110 m. Podľa výsledkov poloprevádzkovej čerpacej (prelevovej) a tlakovej skúšky možno z vrtu ŠHG-2 exploatovať minerálnu vodu v množstve $2,5 \text{ l. s}^{-1}$, z prelevu pri tlaku na ústí vrtu 0,0098—0,01962 MPa. Teplota vody pri exploatacii dosahuje 22,4—24,6 °C. Pri úplne otvorenom vrte (tlak 0,0 MPa) minerálna voda z vrtu eruptuje, reguláciou tlaku na ústí vrtu možno dosiahnuť stály prelev.

Ďalšie zdroje pitnej minerálnej vody sme získali úpravou prospekčných vrtov GP-9 a GP-19. Minerálnu vodu zachycujú vrty v kvartérnych sedimentoch — v travertíne, v pieskovcoch a zlepencoch paleogénu. Vrt GP-9 je situovaný východne od obce Gánovce v údolí Gánovského potoka (obr. 3), hĺbka vrtu 14,1 m. Výdatnosť prelevu minerálnej vody je 0,12—0,20 l. s^{-1} , teplota vody 10,4—12,2 °C, obsah CO_2 — 2400—2500 mg/l (maximálny obsah 3000 mg/l sme namerali v tomto vrte pri dosiahnutí minerálnej vody). Vrt GP-19 je lokalizovaný na východnom okraji obce Gánovce v blízkosti prírodných výverov minerálnej vody U Budaja. Hĺbka vrtu je 14,8 m, výdatnosť prelevu minerálnej vody z vrtu 0,2—0,35 l. s^{-1} , teplota vody —

13,5—16,4 °C, obsah CO_2 2050 až 2300 mg/l.

Podrobnejšie údaje o chemizme minerálnej vody v jednotlivých zdrojoch vo výverovej oblasti Gánovce sú v tab. 1.

Nové poznatky o výverovej oblasti

Hydrogeologické prieskumné práce na lokalite Gánovce boli prvými prácami uvedeného zamerania a rozsahu v tejto oblasti. Podľa ich výsledkov sme podrobnejšie dokumentovali geologicko-tektonické a hydrogeologické pomery tohto územia. Získané nové poznatky doplnili, resp. potvrdili doterajšie, prevažne len empirické vedomosti o štruktúre výverovej oblasti minerálnej vody a jej genéze.

Zistené geologicko-tektonické pomery v oblasti Gánoviec (prítomnosť karbonátových hornín mezozoika pomerne plytko pod povrchom územia) dokumentujú prítomnosť vysunutej kryhy karbonátových hornín mezozoika v podloží paleogénu v oblasti Gánoviec, čo v podstatnej miere podmieňuje vznik prameňov minerálnej vody so zvýšenou teplotou v tomto území.

Hydrogeologické výsledky prieskumných prác ukázali, že hlavným akumulárnym prostredím minerálnej vody sú v oblasti Gánoviec karbonátové horniny — vápence a dolomity stredného až vrchného triasu. Vplyv hydrostatického tlaku a preplynenia minerálnych vôd CO_2

Chemické zloženie minerálnych vôd vo výverovej oblasti Gánovce

Chemical composition of mineral waters
in the Gánovce spring area

Tab. 1

Zdroj	Kúpeľný prameň	GA-1	GA-1/A	ŠHG-1	ŠHG-2	GP-9	GP-19
Tepl. vody °C	23,5	25,9	25,0	25,7	23,6	12,6	16,0
pH	6,3	6,15	6,6	6,4	6,6	6,2	6,1
Mineralizácia	3625,95	3767,23	3704,24	3893,24	3902,53	3964,12	3587,26
CO ₂	1480,00	1580,00	1110,00	1610,00	1660,00	2150,00	2050,00
H ₂ S	0,34	0,27	0,34	0,38	0,29	0,55	0,48
Li ⁺	0,46	0,48	0,49	0,66	0,73	0,55	0,49
Na ⁺	56,40	65,70	65,70	111,00	142,80	75,30	72,00
K ⁺	29,00	31,50	31,00	40,50	45,00	34,00	31,00
NH ₄ ⁺	0,20	6,00	0,44	0,60	0,68	0,50	0,44
Ca ²⁺	530,55	565,53	585,17	588,30	601,20	626,65	599,59
Mg ²⁺	203,31	208,66	209,15	196,50	160,51	214,99	172,18
Si ²⁺	9,07	9,25	9,27	8,83	8,31	9,00	8,79
Fe ²⁺	0,16	0,06	0,09	0,13	1,68	0,24	0,14
Mn ²⁺	0,06	0,44	0,06	0,15	0,13	0,19	0,11
Cl ⁻	27,64	32,56	30,00	60,54	69,34	39,99	45,38
SO ₄ ²⁻	957,56	938,22	1006,53	726,70	571,57	935,75	914,35
HCO ₃ ⁻	1732,91	1842,73	1732,91	2132,42	2269,87	1995,29	1714,60
Palmerove indexy							
S ₁	6,647	7,972	7,399	11,586	14,723	7,945	8,259
S ₂	35,593	32,457	36,111	21,024	12,416	30,792	33,638
A ₂	57,744	57,526	56,478	67,370	72,726	61,231	57,970
A ₃	0,016	0,010	0,012	0,019	0,127	0,029	0,021
Mg : Ca	0,58	0,69	0,59	0,56	0,44	0,56	0,47
MCO ₃ : Cl	36,41	32,82	33,41	20,37	19,02	28,94	21,95

Poznámka: Hodnota celkovej mineralizácie, obsahu CO₂, H₂S, kationov a aniónov sú uvedené v mg/l

Vzorky vody boli analyzované v Hydrochemickom laboratóriu IGHP, n. p., závod Žilina v roku 1978

umožňuje jej výstup z hĺbky v tektonicky porušených a exponovaných miestach až do povrchových výverov. Minerálnou vodou sú zvodnené aj priepustné sedimenty paleogénu — pieskovce a zlepené bazálnej litofácie, ktoré sedimento-

vali bezprostredne na karbonátové horniny mezozoika.

Práce potvrdili predpoklad, že minerálna voda vystupuje na povrch po zlomových pásmach. Minerálna voda so zvýšenou teplotou vystupuje po tektonických líniiach

pozdĺžneho charakteru generálneho smeru Z—V. Dokladom sú výsledky geotermickej prospekcie, priebeh anomálnej oblasti so zvýšenou teplotou vody (obr. 3 — izolínie teploty vody viac ako 15 °C). Výstup CO_2 a vyššie mineralizovanej podzemnej vody sa podľa výsledkov plynovej prospekcie (CO_2) a hydrochemickej prospekcie (HCO_3) a podľa priebehu anomálnych oblastí s maximálnymi zistenými hodnotami (M. K l a g o 1979) viaže na zlomy priečného smeru SV—JZ a S—J.

Prospekčným vrtom GP-9 sme zistili aj doteraz najvyšší obsah voľného CO_2 v minerálnej vode v oblasti Gánoviec — 3000 mg/l. Podľa hydrochemickej prospekcie (stanovenie obsahu HCO_3 v podzemnej vode) má podzemná voda v celej skúmanej oblasti charakter minerálnej vody. Obsah HCO_3 bol vo všetkých prípadoch viac ako 1000 mg/l.

Výsledky hydrotechnických skúšok (čerpacie, prelevové, stúpacie a tlakové) v prieskumných hydrogeologických vrtoch overili pomerne dobrú, prevažne puklinovú priepustnosť a vysoké zvodnenie hlavného akumuláčného horninového prostredia minerálnej vody (vápenovo-dolomitického súvrstvia stredného až vrchného triasu). Podľa hodnot špecifickej výdatnosti ($q = Q/s$) najpriaznivejšie pomery sme dokumentovali v oblasti vrtu ŠHG-2, kde hodnota q v povrchovej časti dolomitov mezozoika (do hĺbky

75 m) dosahovala 1,2—1,5 l.s⁻¹ na 1 m zníženia hladiny vody vo vrte. V oblasti vrtu ŠHG-2 a v hlbších úsekoch vrtu ŠHG-2 bola hodnota q 0,15—0,40 l.s⁻¹ na 1 m zníženia. V bývalom kúpeľnom areáli (oblasť Kúpeľného prameňa) v priestore vrtu GA-1 boli hodnoty q 0,1—0,2 l/s. Piezometrické hladiny minerálnej vody v karbonátovom súvrství mezozoika sú pozitívne s výtlačnými výškami nad terén a s prelevami minerálnej vody z jednotlivých zdrojov. V oblasti Kúpeľného prameňa (vrt GA-1) je ustálená hladina vo výške +21,5 m nad terénom (hladina vody bola odvodená podľa hodnoty tlaku na ústí vrtu), čo zodpovedá absolútnej výške 673,68 m n. m. V oblasti východne od obce Gánovce (vrty ŠHG-1 a ŠHG-2) je ustálená hladina minerálnej vody vo výške +3,0, resp. +10,0 m nad terénom, čo zodpovedá absolútnej výške 632,77 až 633,70 m n. m. Tento rozdiel v piezometrických hladinách minerálnej vody, ako aj nevýrazné ovplyvňovanie zdrojov minerálnej vody v bývalom kúpeľnom areáli (Kúpeľný prameň, vrty GA-1 a GA-1/A) počas exploatácie minerálnej vody z vrtov ŠHG-1 a ŠHG-2 (v priebehu poloprevádzkových čerpacích skúšok) svedčí o istej hydraulikej samostatnosti jednotlivých častí výverovej oblasti minerálnej vody v Gánovciach. Tento predpoklad potvrdzuje aj istý rozdiel v chemizme minerálnych vôd území. Minerálna voda z vrtov ŠHG-1 a

ŠHG-2 (lokalizované východne od obce Gánovce) má výrazný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový základný typ chemizmu ($A_2 = 67\text{--}72$ mval ‰), zatiaľ čo minerálna voda v starom areáli kúpeľov (Kúpeľný prameň, vrty GA-1 a GA-1/A) má nevýrazný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový základný typ chemizmu ($A_2 = 56\text{--}57$ mval ‰). Klasifikácia je podľa S. Gazdu (1971).

Celková mineralizácia vody v nových zdrojoch dosahuje 3260–4000 mg/l. Obsah voľného CO_2 v zdrojoch s vyššou teplotou vody je 1300–1700 mg/l, v zdrojoch s nižšou teplotou vody 2000–3000 mg/l.

Podľa obsahu stopových prvkov má najvyššie zastúpenie zinok (do 0,056 mg/l), meď (do 0,025 mg/l),

striebro (do 0,011 mg/l). Pozoruhodný je aj obsah stroncia (8,0–9,0 mg/l) a fluoridov (1,65–2,60 mg/l).

Prieskumné práce overili možnosť vybudovať nové zdroje uhličitej minerálnej vody v oblasti Gánoviec a využívať ju na rekreačno-liečebné účely. Dokumentovaná súhrnná využiteľná výdatnosť súčasných zdrojov je 10–12 l.s^{-1} minerálnej vody s teplotou 23–26 °C. Podobne sme overili aj možnosť vybudovať zdroje uhličitej minerálnej vody s nižšou teplotou (10–15 °C) a s vyšším obsahom voľného CO_2 (2500–3000 mg/l), ktorá je vhodná na pitie ako stolová minerálna voda.

Recenzoval P. Bujalka

LITERATÚRA

- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. Sv. 2. 1. vyd. Praha, Vyd. Ústř. ústavu geol. 624 s.
- Franko, O. — Gazda, S. — Michalíček, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. 1. vyd. Bratislava, Vyd. Geol. ústavu D. Štúra. 196 s.
- Gazda, S. 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. *Hydrogeol. ročen. (Bratislava)*, 1970–1971, s. 122–126.
- Hyníe, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR. Díl. 2. Minerální vody. 1. vyd. Praha, VČSAV. 745 s.
- Klago, M. — Malatinský, K. — Rebro, A. 1972: Hydrogeologické pomery minerálnych vôd v oblasti Gánovce—Kišovce—Švábovce—Hôrka, štúdia. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 66 s.
- Klago, M. 1975: Gánovce — hydrogeologické vrty GA-1, GA-1/A — 1. podetapa predbežného hydrogeologického prieskumu. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 50 s.
- Klago, M. 1979a: Gánovce — hydrogeologický prieskum minerálnych vôd, 2. podetapa. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 54 s.
- Klago, M. 1979b: Minerálne vody v oblasti Gánoviec. *Krásy Slov.* 56, s. 509–511.
- Mahel, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 27.
- Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. Sv. 1. 1. vyd. Praha, Vyd. Ústř. ústavu geol. 486 s.
- Mazúr, E. — Lukniš, M. 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geogr. čas. Slov. akad. vied*, 30, s. 101–121.

- Rebro, A. 1979: Gánovské kúpele a ich minerálne vody v minulosti. *Krásy Slov.*, 56, s. 506—508.
- Struňák, V. 1962: Výskum minerálnych vôd v oblasti Gánovce—Švábovce so zameraním na možnosť získania zaniknutého prameňa Tatra. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 24 s.
- Struňák, V. 1964: O minerálnych vodách v oblasti Gánovce—Hôrka. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, s. 165—174.
- Zorkovský, V. 1979: Travertíny — náš národný dekoračný kameň. *Prír. a spol. (Bratislava)*, 28, č. 21, s. 14—19.

New sources of mineral water at the Gánovce locality (Eastern Slovakia)

MILAN KLAGO

According to available documents, the Gánovce spa spring area belongs to the oldest public baths in Slovakia where mineral springs were utilized for long in balneology. Despite to their gradually decreasing significance for different reasons, the area recently attracted interest for more intense utilization of springs.

Hydrogeological investigation during the years 1974—1978 aimed at the possibility to develop the until utilized springs. Results of investigations allow a more detailed documentation of geological, tectonic and hydrogeological conditions of the spring area. Carbonate bedrock of Mesozoic age has been uncovered below Paleogene sediments by several boreholes in 23.5—40.0 m depths. Mesozoic carbonates have favourable hydro-

geological conditions and appear as main storage environment for mineral (thermal) water. Investigation results proved the possibility to develop new springs of mineral water with improved parameters, both qualitative and quantitative, relative to until utilized sources. The recently utilizable water-yield is 10—12 l.s⁻¹ of water with 23—26 °C temperature. The springs will be utilizable for balneological and health-resort purposes. Besides that, the possibility to develop mineral water springs with a lower temperature (10—15 °C) and higher carbon dioxide content (2,500—3,000 mg l⁻¹) suitable for table water utilization has been proved.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
12 (1980), 6, 557—570

METODIKA VÝSKUMU

Svahové pohyby územia Hlohovec — Sereď a problematika ich geodetického sledovania

JAROSLAV ABELOVIČ*, JÁN OTEPKA**

* Katedra geodetických základov Stavebnej fakulty SVŠT, Radlinského 11,
884 20 Bratislava

** IGHP, závod Bratislava, Geologická ul. 18, 834 37 Bratislava

Doručené 21. 2. 1980

(1 obr., 8 foto a 1 tab. v texte)

Движения склонов в районе Глоговец-Середь и их геодетические исследования

Левое побережье реки Ваг между Глоговцом и Середью постигнуто склоновыми нарушениями типа оползней на площади приблизительно 10 км².

Оползни не позволяют полное хозяйственное использование этой территории. При инженерно-геологической разведке этой территории кроме прочих методов был использован метод геодетический.

В статье приведён анализ геодетических работ с целью изучения больших территорий и исследования медленных передвижений склонов. Обсуждается сотрудничество геолога с геодезистом а также подведены итоги до сих пор полученных результатов.

Slope movements in the Hlohovec—Sereď area (Western Slovakia) and problems of their geodetical control

Left riverside slopes of the Váh river between Hlohovec and Sereď towns are disturbed by slope movements in an area covering 10 sq. km. Extensive landslides do not allow economic land-use. During engineering-geological investigations in the area, besides other methods, geodetical measurements were also applied. The paper reveals problematics of the geodetical control over landslide areas mainly with regard to very slow movement documentation on extensive surface, the needs of collaboration between the geologist and surveying engineer and evaluates up-to-date results from the area concerned.

Ľavobrežné svahy Váhu, vymo- hĺbkovej erózie Váhu, sú medzi
delované za spoluúčasti bočnej a Hlohovcom a Sereďou postihnuté

rozsiahlymi svahovými deformáciami s rozličným stupňom aktivity. Vytvárajú súvislý lem okraja mierne zvlnenej Nitrianskej pahorkatiny v dĺžke okolo 15,5 km a v celkovej rozlohe približne 10 km² (obr. 1).

Problematika svahových porúch sa v záujmovom území už riešila (M. Lukniš 1951). Sústavný inžinierskogeologický prieskum územia sa začal roku 1957 v rámci prác pre vodné dielo na Váhu. Zosuvnou problematikou sa zaoberal V. Brodání (1956, 1958), B. Groma (1959), B. Leško — Š. Tichý (1963), C. Mach et al. (1960), J. Buroš (1966). V súčasnosti v záujmovom území prebieha predbežný inžinierskogeologický prieskum zosuvného územia (úloha Hlohovec—Sereď, prieskum a sanácia zosuvov — J. Otepka et al. 1977) a jeho cieľom je komplexne zhodnotiť územie z hľadiska možnosti výstavby vodných diel, ako aj z hľadiska celkového využitia a ochrany krajinného prostredia.

Geologické stavba

Skúmané územie sa nachádza na ľavom brehu Váhu, kde z jeho údolnej nivy vystupuje vysoký okrajový svah Nitrianskej pahorkatiny. Relatívne prevýšenie svahov voči údolnej nive Váhu je v okolí Hlohovca 120—150 m, smerom na J postupne klesá a pri Sereďi dosahuje 10—20 m.

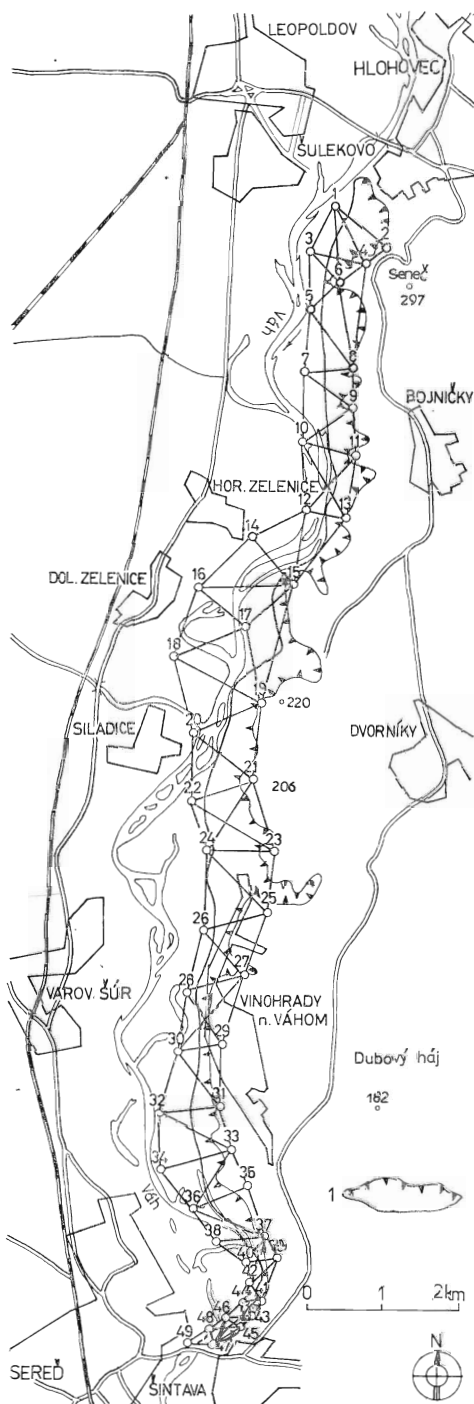
Na geologickej stavbe územia sa zúčastňujú sedimenty pliocénu a kvartéru.

Pliocén (*pent* — *levant*)

Sedimenty pliocénu sú v celom území. Zastupuje ich mohutné súvrstvie piesku a ílu s polohami a šošovkami pieskovca,

Obr. 1. Prehľadná mapa záujmového územia s geodetickou sieťou

Fig. 1. Generalized map exploration area with a geodetic network



zriedka šošovky piesčitého štrku.

Piesok je prevažne jemnozrnný, zriedkavejšie stredozrnný až hrubozrnný a často obsahuje premenlivú prímes ílovitej alebo prachovitej frakcie. Vytvára súvislé polohy v mocnosti 10—15 m, lokálne až 20—50 m, alebo menšie uzatvorené šošovky v íle v hrúbke do 1—2 m. Lokálne je diageneticky spevnený vápnito-ílovitý tmel v mocnosti 0,5—2 m.

Íl tvorí tiež súvislé polohy v mocnosti až niekoľko desiatok m alebo vrstvičky hrubé niekoľko cm. Íl veľmi často obsahuje zvýšenú prímes piesčitej a prachovitej frakcie, ktorá mu dáva až charakter siltovitej zeminy.

Íl a piesok sa v horizontálnom a vertikálnom smere nepravidelne a v rozličnom pomere striedajú, čo vytvára vhodné podmienky na vznik svahových porúch typu zosuvov.

Kvartér

Kvartérne sedimenty sú zastúpené fluviálnymi náplavmi Váhu, eluviálno-deluviálnymi sedimentmi, lokálne aj eolickými sedimentmi.

Alúvium Váhu tvorí na povrchu ne-súvislá vrstva piesčitej a ílovitej hliny v mocnosti 0,5—3,7 m. V miestach starých opustených ramien Váhu sa vyskytujú bahnité ílivo-piesčité sedimenty. Prevažnú časť fluviálnych náplavov Váhu tvoria štrkopieskové uloženiny. Celková mocnosť údolných náplavov Váhu je 10—15 m. Podložie alúvia tvorí pliocénny íl a piesok.

Eluviálno-deluviálne sedimenty zastupuje prevažne ílovitá hlina, v menšej miere piesčitá hlina a majú mocnosť prevažne do 1 m, iba lokálne do 3 m.

Eolické sedimenty — spraš a sprašová hlina, menej často viaty piesok — sú v skúmanom území vyvinuté iba lokálne a v malej mocnosti (1—2 m).

Hydrogeologická charakteristika

Neporušené a zosunuté časti územia majú odlišný hydrogeologický režim.

V neporušenom území sa podzemná voda akumuluje vo vrstvách piesku a pieskovca. Voda je uzavretá nepriepust-

ným podložíom a nadložíom a má prevažne napätú hladinu. Podzemná voda vytvára viac horizontov s rozličnými úrovňami.

V zosunutých častiach územia je súvislý obeh podzemnej vody narušený. Zvodnené horizonty sú prerušené, a voda v pliocénnych vrstvách sa mieša s vodou vážskych náplavov. Tie presakujú do spodných častí zosunutých krýh, podmáčajú ich, nadľahčujú a vyplavujú jemné častice. Skryté vývery prenikajú z pliocénneho piesku do zosunutých mäs a spôsobujú ich skašovanie. Spodné časti zosuvov a akumulačné časti sú na vodu oveľa bohatšie ako stabilné územie.

Geomorfológia

Najvýznamnejšiu úlohu pri morfológickom formovaní územia majú svahové pohyby. Ich vznik a rozvoj podmieňuje najmä geologická stavba a litologické zloženie sedimentov.

Zosuvné územie tvorí súvislý pás svahových porúch rozličného tvaru, veľkosti a aktivity. Svahové poruchy majú v podstate charakter zosuvov frontálneho tvaru. Makroreliéf členia mnohé čiastkové zosuvy rozličného tvaru.

Odlučné hrany zosuvov sú výrazné a často vytvárajú viac stupňov nad sebou. Výška odlučných stien nie je rovnaká a kolíše od 2 do 22 m. Odlučné hrany aktívnych zosuvov sú strmé až zvislé. Akumulačné časti zosuvov sú zreteľné a rozsiahle, s výraznými valmi a bezodtokovými depresiami, miestami ďaleko nasunutú na údolnú nivu Váhu. V úsekoch nárazových meandrov Váhu sú akumulačné časti odplavované (foto 1, 2, 3, 4).

Šmykové plochy prebiehajú prevažne po plochách predurčených na to geologickou stavbou (vrstevné plochy). Časté sú aj kruhové a zložené šmykové plochy. Hĺbka šmykových plôch je rozličná a dosahuje 5—31 m (J. Otepka — J. Pišouň 1980).

Podľa delenia svahových pohybov (A. Nemčok — J. Pašek — J. Rybář 1974) majú svahové poruchy prevažnej časti územia charakter recentných prirodzených potenciálnych až aktívnych zosuvov.

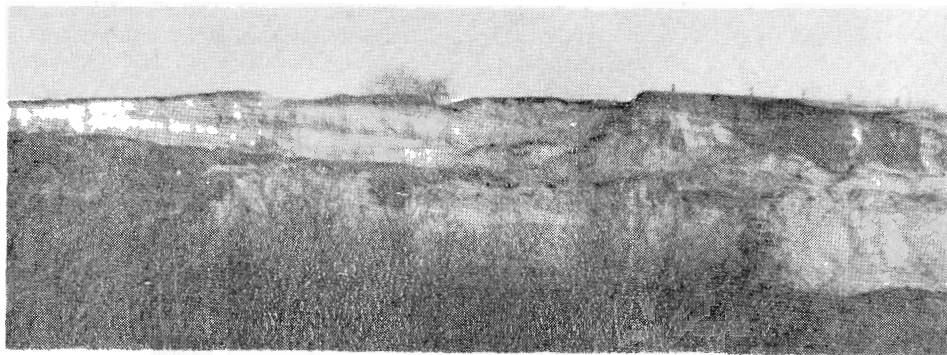


Foto 1. Stupňovité odlučné hrany aktívnych zosuvov pri Hlohovei
 Photo 1. Steplike scar edges of active landslides near Hlohovec

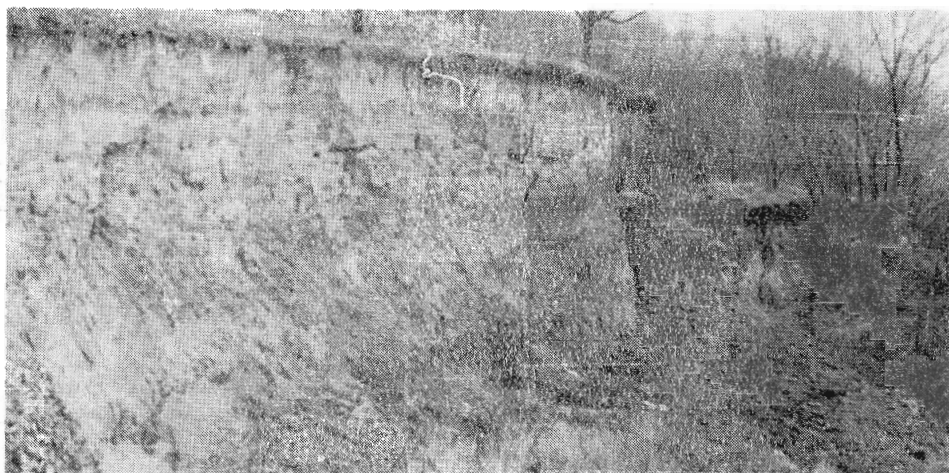


Foto 2. Odlučné hrany aktívnych zosuvov pri Šintave
 Photo 2. Steplike scar edges of active landslides near Šintava

Geodetické práce na zosuve

Na sledovanie priestorových zmien v polohe podrobných pozorovaných bodov umiestnených v aktívnom zosuve treba vybudovať základnú sieť pevných bodov mimo aktívneho zosuvu. Základná sieť pevných bodov by sa mala vy-

tvoriť v jednom homogénnom bloku tak, aby bola geometricky dostatočne tuhá a určená meranými prvkami poskytujúcimi možnosť vyrovnania. Sieť pevných bodov treba rozvrhnúť v teréne tak, aby každý pozorovaný bod v aktívnom zosuve bolo možno určiť aspoň dvoma nezávislými spôsobmi.

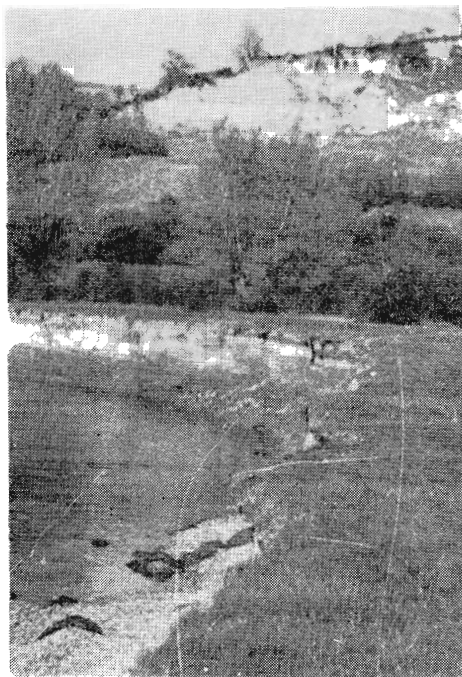


Foto 3. Akumulačné časti zosuvov odplogené bočnou eróziou Váhu
 Photo 3. Accumulation parts of landslides flowed away by lateral erosion of the Váh river



Foto 4. Pozorovaný bod na okraji aktívneho zosuvu
 Photo 4. Observed point at the margin of an active landslide

V záujme požadovanej presnosti v určovaní priestorovej polohy bodov, ktorá musí zodpovedať svojmu účelu, treba v projekte rozpracovať najvhodnejšiu metodiku geodetických prác, ako aj nároky na výber prístrojov a zachovať ich pri všetkých opakovaných meraniach.

Pri matematickom spracúvaní treba využiť optimálne modely, vykonať vyrovnanie bodov základnej siete metódou najmenších štvorcov v jednom bloku a vypracovať jednotné programy do počítača. Pri spracúvaní opakovaných meraní treba zachovať jednotný postup a

výsledky merania pred vstupom do vyrovnania kontrolovať a po vyrovnaní testovať.

Na zachovanie homogenity opakovaných meraní treba používať len komparované a kalibrované prístroje, najlepšie vždy tie isté, a na testovanie elektronických diaľkomerov využívať porovnávaciu geodetickú základnicu.

Pevné body sa musia spoľahlivo stabilizovať, aby sa v maximálnej miere vylúčili prípadné iné vplyvy, najmä objemové zmeny.

Uvedené požiadavky sa rešpektovali už aj pri vypracúvaní projektu

geodetického sledovania zosuvu Hlohovec—Sereď (J. A b e l o v i č — A. S u c h á n e k 1977), pričom sa s ohľadom na pretiahnutý tvar zosuvného územia rozhodlo vybudovať v záujmovom území sieť pevných bodov v tvare trigonometrického reťazca so všetkými meranými prvkami (uhlami a dĺžkami) obopínajúceho celé zosuvné územie. Reťazec tak tvorí homogénnu sústavu 49 pevných geodetických bodov, osadených v spolupráci geodeta a geológa na miestach mimo aktívneho zosuvu. Pevné body vytvárajú trojuholníky (28), štvoruholníky s diagonálami (7) a päťuholníky s centrálnym bodom (2) na „spevnenie“ reťazca (obr. 1).

Vnútri reťazca bolo na miestach viditeľného aktívneho zosuvu osadených 110 podrobných pozorovaných bodov (foto 4).

V záujme vysokej spoľahlivosti geodetických meraní v sieti pevných a pozorovaných bodov IGHP, zavod Bratislava, kvalitne stabilizoval jej body. Na stabilizáciu sa zabudovala pažnica s priemerom 344 mm. Zhlavie pažnice je vystrojené centračným zariadením umožňujúcim nútenú centráciu prístrojov. Hĺbka stabilizácie pevných bodov sa pohybovala podľa geologických podmienok v rozmedzí 4—6 m. V 13 prípadoch bolo treba s ohľadom na terénne prekážky a na zníženie vplyvu refrakcie zriadiť zvýšené stanovištia. Na výškovú stabilizáciu sa vo všetkých prípadoch použili čapové značky zabudované

do pažnice. Podobne, ale do menšej hĺbky (max. 2 m) sa stabilizovali všetky pozorované body.

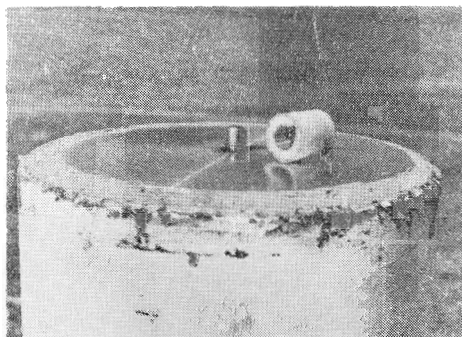


Foto 5. Detail geodetického bodu s centrálnym zariadením pre nútenú centráciu
Photo 5. Detail of a geodetical point with central arrangement for forced centration

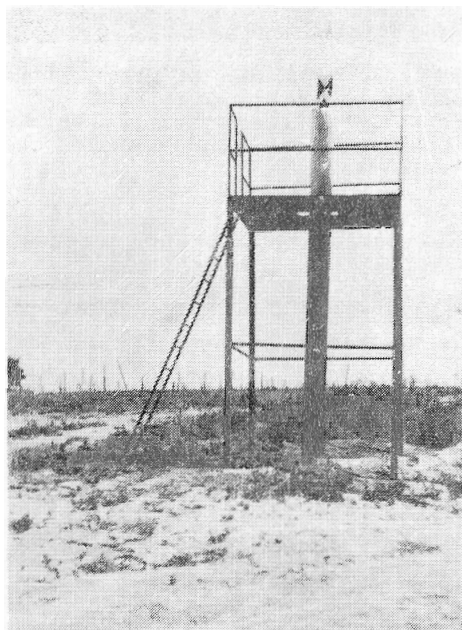


Foto 6. Zvýšené stanovište geodetického bodu
Fig. 6. Elevated station of a geodetical point

Polohové meranie v sieti pevných bodov

Sieť pevných pozorovacích bodov bola doteraz zameraná dvakrát: prvé meranie sa vykonalo od 15. augusta 1978 do 15. septembra 1978 (skratka M78) a druhé od 10. júla 1979 do 10. augusta 1979 (skratka M79). Na zaistenie porovnateľnosti výsledkov po sebe idúcich geodetických meraní M78 a M79 meranie vykonali po obidva roky tí istí merači tými istými komparovanými a kalibrovanými prístrojmi a rovnakými meračskými metódami.

Uhlové meranie sa vykonalo metódou merania smerov v radoch a skupinách (minimálne v troch skupinách). Na uhlové meranie sa použili preskúšané a rektifikované sekundové teodolity Theo 010 A fy Carl Zeiss Jena. Veľmi výhodne sme využili veľké terče fy MOM Budapest so špeciálne upravenými čapmi (Ing. Klajban) na využitie nútenej centrácie. Veľkú pozornosť bolo treba venovať aj organizácii merania, ktorá bola prepracovaná aj s ohľadom na fyzikálne podmienky v danej lokalite. Vplyv prostredia na výsledky merania sme sledovali veľmi starostlivo a okamžite sme porovnávali výsledky jednotlivých skupín s priemerom zo všetkých skupín. Maximálne prípustný rozptyl bol v hodnote 10 až 12^{cc}. Rozptyl výsledkov jednotlivých skupín voči priemeru zo všetkých skupín bol vo väčšine malý, k čomu okrem starostlivého mera-

nia v nemalej miere nesporne prispela kvalitná stabilizácia geodetických bodov siete. Za vierohodnejšie kritérium presnosti uhlového merania sme pokladali strednú chybu v meranom uhle vypočítanú zo stredného uzáveru trojuholníkov v celej sieti podľa Ferrerovho vzorca m_u . Jej hodnoty pre príslušné roky sú

$$m_{u, 78} = \pm 5,3^{cc} (1,73'')$$

$$m_{u, 79} = \pm 5,2^{cc} (1,68'')$$

Z nich vypočítaný priečny posun pre priemernú dĺžku strán v základnej sieti $s \doteq 800$ m predstavuje hodnotu $q = \pm 0,0066$ m. Táto stredná chyba charakterizuje celkovú (úplnú) strednú chybu v meranom uhle celej siete a zahŕňa náhodné chyby, vychodiace prevažne z náhodných chýb merania, a strednú nenulovú systematickú chybu, ktorá prevažne vyplýva z refrakcie pôsobením vonkajších podmienok. Vypočítané empirické hodnoty úplnej chyby v meranom uhle z celej siete ukazujú na jej vysokú presnosť a kvalitu. Potom aritmetický priemer zo všetkých skupín možno zaviesť do vyrovnania siete ako „merané hodnoty“.

Dĺžkové meranie, v obidvoch rokoch vykonal ten istý prístroj a ten istý merač. Použitý elektrooptický diaľkomer ELDI-1 fy Opton sa pred meraním a po ňom vždy porovnával a komparoval na porovnávacej geodetickej základnici meraním vo všetkých kombináciách. Vy-

rovnáním testovacieho merania a porovnávaním s parametrami porovnávacej geodetickej základnice bola odvodená dĺžková korekcia. Stredná chyba $\pm 2,5$ mm svedčí o dobrej stabilite použitého prístroja. Testovaním prístroja sa v obidvoch rokoch zabezpečila rozmerová identita normálu prístroja, a tým aj dĺžková porovnateľnosť opakovaných meraní. Presnosť použitého prístroja, udaná výrobcom v rozsahu dĺžok siete pevných bodov, je $\pm 5-10 \text{ mm} + 2 \cdot 10^{-6} \cdot S_{\text{km}}$. Aj pri meraní dĺžok sa veľmi výhodne využívala nútená centrácia prístroja a odrazových systémov (pozri foto 7 a 8). Fyzikálne redukcie sa v systéme prístroja ELDI-1 korigujú automaticky na základe meraných meteorologických údajov podľa korekčnej tabuľky. Matematickými redukciami sa všetky dĺžky redukovali na výpočtovú plochu geodetického systému S-JTSK.

Ako kritérium presnosti meraných dĺžok sa použila stredná chyba rozdielu dĺžok M78 a M79 (stredný kvadratický rozdiel), a to z dĺžok pred vstupom do vyrovnania a po vyrovnaní. Ich hodnoty sú $m_{d, \text{rem}} = \pm 4,92 \text{ mm}$ a $m_{d, \text{vyr}} = \pm 4,15 \text{ mm}$. Z hodnôt stredných kvadratických rozdielov, ktoré neprevýšili hodnotu $\pm 5 \text{ mm}$, a ich porovnaním s hodnotou priečného posunu $q = \pm 6 \text{ mm}$, odvodeného od stredných chýb uhlov z uzáverov trojuholníkov, konštatujeme (okrem iného), že presnosť merania uhlov a dĺžok je rovnaká a súčasné vy-

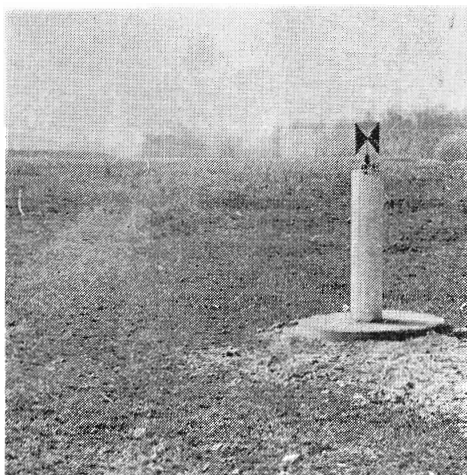


Foto 7. Celkový pohľad na geodetický bod s nivelačnou čapovou značkou
Fig. 7. General view on the geodetical point with a levelling pin mark

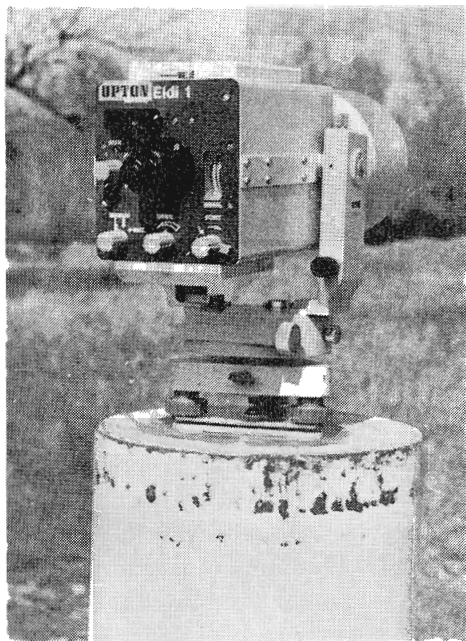


Foto 8. Elektrooptický diaľkomer ELDI-1 na pilieri
Fig. 8. The electrooptical telemeter ELDI-1 on a pillar

rovnanie možno vykonať s jednotkovými váhami, čím sa celý počtársky postup zefektívni.

Vyrovnanie siete pevných bodov metódou najmenších štvorcov a výpočet súradníc

Zameraním všetkých prvkov siete sa dosiahlo jej opätovné určenie a tým zvýšenie kvality geodetických prác, najmä spoľahlivosť výsledkov a vysoká pevnosť v celom rozsahu siete. K tomu, prirodzene, v nemalej miere prispieva dobre rozvrhnutie siete v teréne a jej dôkladná stabilizácia. Prísne dodržiavanie zásad rovnakého postupu pri meraní, matematickom a numericom spracúvaní výsledkov merania je nevyhnutným predpokladom porovnateľnosti výsledkov opakovaných meraní.

Vyrovnanie sa vykonalo metódou najmenších štvorcov podľa podmienkových meraní. Na 49 pevných bodoch siete sa zameralo 265 geodetických veličín (z toho 104 dĺžok a 161 uhlov) a tie umožnili zostaviť 170 podmienkových rovníc, ktoré majú splniť geometrické podmienky siete. Takýto veľký systém lineárnych rovníc kladie veľké nároky na kapacitu počítača a bežné počítače, napr. EC 1010, ktorý má naše pracovisko k dispozícii, úlohu nezvládnu. Matica koeficientov pretvorených podmienkových rovníc má rozmer 265×170 a determinant matice je 170-eho rádu a má 170 ! členov. Preto sme sa rozhodli po teo-

retickom rozbere vykonať vyrovnanie po blokoch bez ujmy na kvalite.

Vyrovnanie možno rozdeliť do troch častí:

1. určenie počtu a zostavenie podmienkových rovníc,
2. výpočet odchýlok a koeficientov pretvorených podmienkových rovníc,
3. riešenie systému lineárnych rovníc a výpočet opráv.

Zostavovanie podmienkových rovníc je zjednodušené v tom zmysle, že všetky uhlové podmienky tvoria uzávery trojuholníkov, resp. podmienky na centrálnych bodoch. Stranové podmienky sa matematicky sformulovali pre trojuholník zo sínusovej vety pri zachovaní jednotného systému pre akýkoľvek typ obrazca. Číselný výpočet odchýlok u a koeficientov pretvorených podmienkových rovníc bol vykonaný na programovateľnom kalkulátore HP-67. Na využitie kalkulátora je spracovaný postup s príslušnými programami na magnetických štítkoch. Na riešenie systému lineárnych rovníc a výpočet opráv z vyrovnaní bol vypracovaný program v jazyku FORTRAN a využívali sa aj katalógy knižnice počítača EC 1010 Stavebnej fakulty SVŠT, kde sa aj výpočet vykonal. Správnosť celého vyrovnaní splnením podmienkových rovníc sa skontrolovala na kalkulátore HP-67.

Celý postup vyrovnaní, prehľadne rozpracovaný a zostavený na využitie programovateľného kalkuláto-

ra HP-67 a v nadväznosti naň samočinného počítača EC 1010, podstatne znižuje prácnosť časovo náročnej časti vyrovnania, zabezpečuje počtárske kontroly numerického spracovania, matematického a geodetického riešenia a urýchľuje a zjednocuje spracovanie namerných výsledkov pre ľubovoľné opakované meranie.

Z vyrovnaných hodnôt, ktoré jednoznačne splňajú geometrické podmienky siete, sa vypočítali súradnice bodov v systéme S-JTSK metódou polygónových ťahov pripojením na body trigonometrickej siete. Na výpočet polygónových ťahov sme vypracovali program pre programovateľný kalkulátor HP-67 i s vyrovnaním odchýlok podobnostnou transformáciou. Vyrovnaním polygónového ťahu podobnostnou transformáciou sa aj po pripojení do S-JTSK zachováva vysoká presnosť získaná meraním a prácnym vyrovnávaním siete. Program zaručuje jednotnosť výpočtu súradníc z ľubovoľného opakovaného merania.

Presnosť v určení súradníc pevných bodov sa testovala porovnávaním stredných chýb z vyrovnania ($m_{o, \text{vyr}, 78} = \pm 6,3$ a $m_{o, \text{vyr}, 79} = \pm 5,1$ bez rozmeru) s apriórnu strednou chybou z merania uhlov a dĺžok, ktorá nepresiahla v polohe ± 6 mm (J. A. Belovič 1980). Aj preukázateľnejšie testovanie pomocou opráv z vyrovnania, ako aj porovnaním empirických a prípustných hodnôt odchýlok pri výpoč-

toch polygónových ťahov ukazuje, že dosiahnutá presnosť v určení súradníc je v dolnej polovici prípustných odchýlok stanovených v projekte (stredná chyba v polohe $\pm 0,02$ m). To svedčí o kvalite vybudovanej siete, o precíznom meraní, ale aj o správnej metodike geodetického určenia.

Výškové meranie v sieti pevných bodov

Výškové meranie sa urobilo tiež dvakrát (M78 a M79) podľa zásad pre „veľmi presnú niveláciu“ s kritériami presnosti pre I. rád ČSJNS. Veľmi presnou niveláciou (VPN) sa určila výška nivelačných čapových značiek a z nich odvodené výšky hlavy piliera.

Nivelačné meranie sa vykonávalo v niekoľkých nivelačných ťahoch s pripojením na štátnu nivelačnú sieť, takže určené výšky sú v systéme Bpv. Charakter terénu zosuvu Hlohovec—Sereď je pre metódu VPN veľmi náročný. Niekoľkonásobný prechod cez Váh a veľmi čelnitý a nespevnený povrch kládli na výkon prác zvýšené nároky. Meračské práce sa vykonali za dobrých poveternostných podmienok a odchýlka v prevýšení ρ medzi meraním tam a späť v nijakom oddiele neprekročila dovolenú odchýlku $\pm 1,5 \cdot R^{1/2}$ v mm, platnú pre I. rád ČSJNS (Nivelačná inštrukcia 1960).

Na meranie výškových rozdielov sa použili tie isté kompenzátorové nivelačné prístroje fy Zeiss (NI 002)

v obidvoch rokoch. Nivelačné prítroje a laty sa pred meraním preskúšali a spĺňajú podmienky na tieto práce. Na komparáciu lát v poli sa používal poľný normál fy Rost o známej dĺžkovej rovnici a opravy dĺžky latového metra sa zaviedli do výpočtov. Vypočítané výšky po príslušných opravách predstavujú normálne výšky.

Na posúdenie presnosti merania sa vypočítali stredné kilometrové (jednotkové) chyby jednotlivých ťahov m_o (Nivelačná inštrukcia 1960). Ich kvadratické priemery za jednotlivé roky sú

$$m_{o, 78}^{kv} = \pm 0,36 \text{ mm a}$$

$$m_{o, 79}^{kv} = \pm 0,41 \text{ mm}$$

a ich hodnoty nesmú prekročiť najväčšie dovolené hodnoty stredných kilometrových chýb vo vložených ťahoch VPN pre I. rád ČSJNS (Nivelačná inštrukcia 1960) $m_{o, max}$. Ich kvadratické priemery za jednotlivé roky sú:

$$m_{o, max, 78}^{kv} = \pm 0,68 \text{ mm}$$

$$m_{o, max, 79}^{kv} = \pm 0,68 \text{ mm}$$

(J. A b e l o v i č 1980)

Z uvedených hodnôt, ale najmä z podrobnejších rozborov, ktoré neuvádzame, vidieť, že nivelačné merania boli v obidvoch rokoch vykonané správne a veľmi presne. Ani v jednom nivelačnom ťahu neprekročila stredná kilometrová chyba $m_{o, max}$ maximálnu dovolenú hodnotu $m_{o, max}$ a spravidla sa pohybuje

okolo jej polovičnej hodnoty.

Pri posudzovaní stability pevných bodov vo vertikálnom smere sme vychádzali z najväčšieho dovoleného rozdielu pri kontrole novým meraním ρ_{max} (B. K r u i s 1970). Tomuto kritériu vyhovujú všetky hodnoty prevýšení nameraných v obidvoch rokoch, okrem dvoch bodov. Iným, spoľahlivejším kritériom na posudzovanie stability, resp. pohybu pevných bodov siete, je kritický interval spoľahlivosti nameranej zmeny medzi opakovaným meraním (M 78 a M 79) vypočítaný zo vzťahu $I_o = \pm 2,5 \cdot M'_o$ v mm.

Z podrobného rozboru (J. A b e l o v i č 1980) vidieť, že na 28 pevných bodoch siete (57 % prípadov z celkového počtu 49) prekračuje rozdiel výšok z opakovaného merania kritický interval spoľahlivosti (s pravdepodobnosťou 99,9 %) a predpokladáme, že zmena vo výške vznikla vertikálnym pohybom bodu. Ide prevažne o klesajúcu tendenciu, a to predovšetkým v území v okolí Serede, čo sa zhoduje aj s konštatovaním výskumnej správy Výskumného ústavu geodézie a kartografie v Bratislave o dlhodobejšej klesajúcej tendencii tohto územia.

Stabilita pevných bodov základnej siete z geodetických meraní

Pred záverečným testovaním presnosti merania a vyslovením záverov o stabilite pevných bodov zá-

kladnej siete si všimneme tab. 1. V nej sú zmeny v súradniciach $O_y = Y_{79} - Y_{78}$; $O_x = X_{78} - X_{79}$ a zmeny vo výške bodov $O_v = V_{79} - V_{78}$ (podrobnejšie pozri J. A b e l o v i č 1980). Hodnoty v tab. 1 sú v mm. Priestorový vektor (počítaný v absolútnych hodnotách) $O_R^z = O_y^z + O_x^z + O_v^z$ predstavuje celkovú zmenu v polohe bodu za jeden rok medzi opakovaným meraním M79 a M78. Za základné (východiskové) meranie pokladáme určenie priestorovej polohy bodov v roku 1979, lebo v ňom sa vykonalo prvé meranie pozorovaných bodov.

Hodnota O_R zahŕňa meračské chyby v určení priestorovej polohy bodu a „chyby“ vyvolané skutočným pohybom bodu. Aby sme posúdili splnenie kvalitatívnych požiadaviek na určenie priestorovej polohy bodov a súčasne oddelili meračské chyby od skutočnej zmeny v polohe bodov, pokladáme vyžadované hodnoty stredných chýb za apriórne (označené s čiarkou: stredná chyba v polohe (prípustná) je daná hodnotou $M_p^2 = \pm M_y^2 + M_x^2 = \pm 20$ mm a vo výške $M'_v = \pm 10$ mm a z toho určená hodnota $M'_R = \pm 22,4$ mm. Pri predpoklade, že platí $M_y = M_x = M$, možno uvažovať za apriórnu strednú chybu v súradniciach $M' = M'_p : 2^{1/2} = \pm 14$ mm. S týmito hodnotami porovnávame hodnoty v tab. 1 a vidíme, že kritická hranica v určení súradnice bodu $M' = \pm 14$ mm je prekročená v celom súbore do-

Zmeny O_y , O_x a O_v Changes of O_y , O_x and O_v

Tab. 1

Číslo bodu	Zmena v polohe bodu v mm určeného r. 1979 a 1978			
	O_y	O_x	O_v	O_R
1	-1	+1	-1	1,7
2	0	0	-1	1,0
3	+3	+1	-1	3,3
4	+3	+5	0	5,8
5	-4	-1	0	4,1
6	-4	+2	-1	4,6
7	+13	-3	0	13,3
8	+3	+1	0	3,2
9	+5	+2	-1	5,5
10	+13	+6	0	14,3
11	+9	-8	0	12,0
12	+6	+3	0	6,7
13	0	0	0	0,0
14	+2	+1	-2	3,0
15	+2	+2	-1	3,6
16	+6	+1	-1	6,2
17	+6	+2	0	6,3
18	+7	+7	0	9,9
19	-8	-3	+2	8,8
20	-4	-3	-3	5,8
21	-5	+5	0	7,1
22	-7	+11	-1	13,1
23	0	0	+3	3,0
24	-5	+4	-1	6,5
25	-6	-2	+2	6,6
26	+6	-3	-2	7,0
27	-2	+5	0	5,4
28	+6	+1	-2	6,4
29	+3	+3	-2	4,7
30	0	+3	-1	3,2
31	+1	+1	-2	2,4
32	+5	+3	-3	6,6
33	0	0	-6	6,0
34	-22	+11	-3	24,8
35	+1	0	-5	5,1
36	-23	+1	-2	23,1
37	-7	+6	-1	8,3
38	-18	-4	-4	18,9
39	0	0	-2	2,0
40	-9	-8	-3	12,4
41	-5	+4	-2	6,7
42	-11	-1	-4	11,7
43	-6	+8	-1	10,0
44	-11	+7	-4	13,6
45	0	+12	+4	12,6
46	-10	+2	-4	11,0
47	-1	+2	-4	4,6
48	-3	-1	-3	4,4
49	0	0	-2	2,0

Juraj Macek

Meranie indexu lomu pomocou otáčavej ihly na Fjodorovom univerzálnom stolíku

The refractive index and its measurement using rotating spindle for the Fiodorov's universal stage

571

KRONIKA

CHRONICLE

Redakcia

Životné jubileum Ing. Jána Kuráňa

575 Jubilee of Ing. Ján Kuráň

AKTUALITY

NEWS

Vladimír Dovina

Niekoľko hydrogeologických poznatkov z kryštalinika Nízkych Tatier

Hydrogeological data on the crystalline complex of the Nízke Tatry mountains

505

Miroslav Pulec — Eduard Lukáčik

Nový výskyt scheelitu a zlata v Sopotnickej doline (Nízke Tatry)

New occurrence of scheelite and native gold in the Sopotnicka dolina valley

532 (Nízke Tatry Mts.)

Bartolomej Groma

Niektoré výsledky výskumu v IGHP Žilina

Some research results of Engineering Geological and Hydrogeological Investigation Enterprise Žilina

573

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

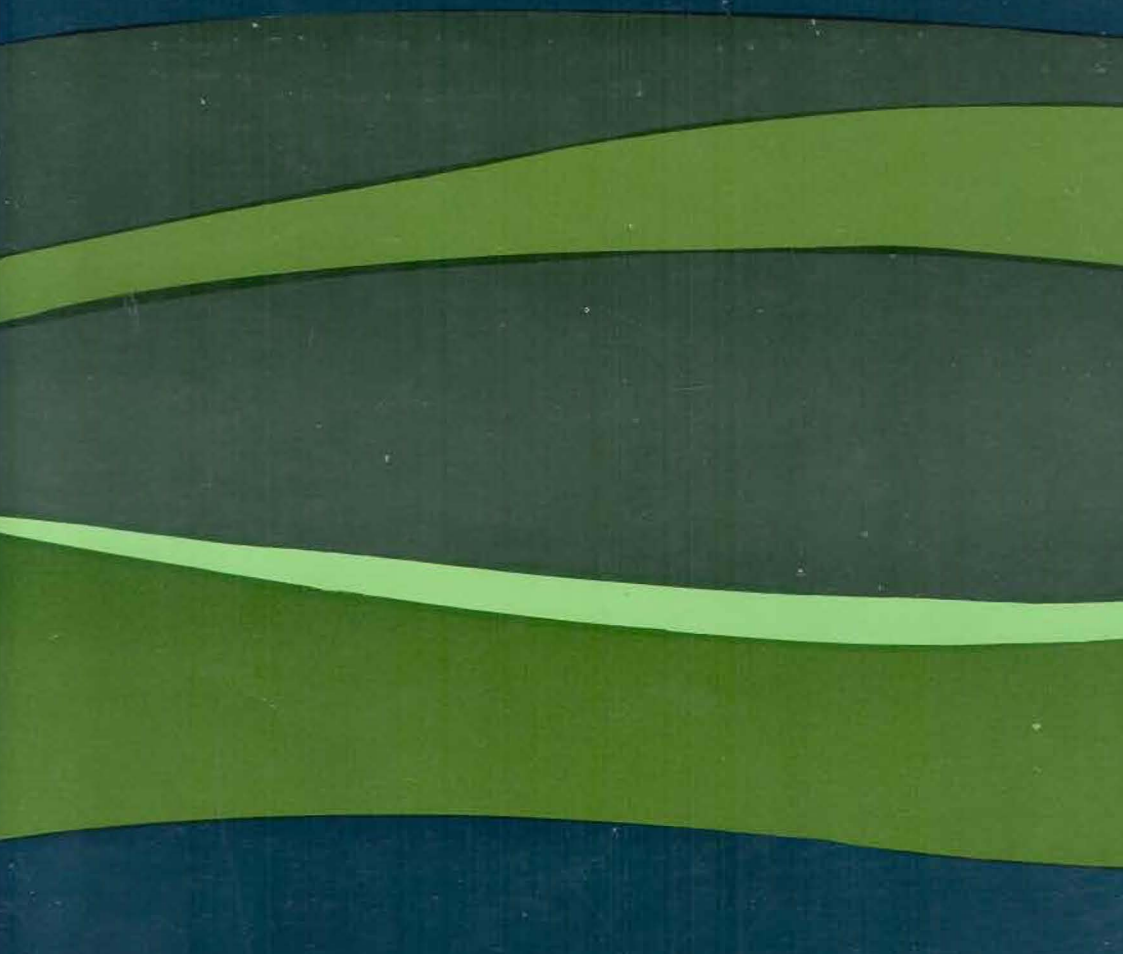
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVA VES

49 374

The lower half of the page features an abstract graphic design. It consists of several horizontal, wavy bands of different shades of green and dark green, layered over a dark blue background. The bands have a soft, undulating appearance, creating a sense of depth and movement. The colors range from a deep forest green to a lighter, almost lime green.