MINERALIA SLOVACA

19 1987 1

MINERALIA SLOVACA

Vol. 19
1987
№ 1
1—96

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

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

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

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

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

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc., Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ, prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH **CONTENTS**

Michal Maheľ

Malé Karpaty — súčasť prechodného segmentu medzi Karpatmi a Alpami; významné tektonické okno alpíd — The Malé Karpaty Mts. — constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides — 1

Rudolf Ondrášik — Dušan Hovorka — Anton Matejček

Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v štôlni PVE Ipeľ — Manifestations of the Muráň — Divín fault zone in the Ipeľ water plant adit, the Veporide crystalline (West Carpathians) — 29

Oto Orlický

Magnetické a paleomagnetické vlastnosti ako dôsledok premien minerálov v horninách — Magnetic and paleomagnetic properties as consequence of alteration of rock forming minerals — 45

Stanislav Polák

K prognózam primárneho zlatého zrudnenia v pohorí Považský Inovec — Contribution to gold ore forecasts in the Považský Inovec Mts. area, Western Slovakia — 61

Miroslav Hrašna

Inžinierskogeologické podmienky výstavby jadrovoenergetického zariadenia Južné Slovensko — Mužľa — Engineering geological conditions of the Mužla nuclear power plant construction (Southern Slovakia) — 69

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky — *Continuation page 3 of the cover*

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 1 — 27*

The Malé Karpaty Mts. — constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides

MICHAL MAHEL
Dionýz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Received June, 13, 1986

Малые Карпаты — составная часть сегмента между Карпатами и Альпами; знаменательное тектоническое окно альпид

Татрикум Малых Карпат является составной частью тектонических окон на рубеже Альп и Карпат. Альпинские покровы в татрику маскируют выразительные герцинские перемещения.

Высоцкая единица Малых Карпат является продолжением Семеринской чешуйчатой системы, злиеховская на франкенфельский покров а манинская на киеселкалкзону. В почве неогена венской впадины высшие покровы плавно перестроены с карпатского структурного плана (с единицами над собой) на альпский (с единицами возле себя). Брезовская мелово-палеогенная секвенция не является продолжением типичной госавской формации. Она составная часть высшего структурного этажа, переcунутая через северный пик гисгубелской структуры и через вздыбленные структуры низшего этажа, строенного хочским, крижнянским и манинским покровом и мелово-неогенной секвенцией Суровин.

The Malé Karpaty Mts. — constituent transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides

The Tatricum of the Malé Karpaty Mts. is a part of the system of inliers at the boundary of the Alps and Carpathians. The Alpine nappes in the Tatricum are obscurring distinct Hercynian overthrusts.

The Vysoká unit of the Malé Karpaty Mts. is linked with the Semmering sliced system, the Zliechov unit with the Frankenfels nappe and the Manín unit with the Kieselkalkzone.

In the substratum of the Neogene of the Vienna basin is gradual rebuilding of the Carpathian structural plan (with units lying above one another) to the Alpine plan (with units in juxtaposition) in the higher nappes.

The Brezová Cretaceous-Paleogene sequence is part of the higher structural stage, which overlaps northern corner of the Giesshübler mulde and erected structures of the lower structural stage (Choč nappe, Krížna — Manín nappes and Upper Cretaceous-Paleogene Surovín) sequence.

The Malé Karpaty Mts. are known to geologists as marginal mountains, situated at the southwestern corner of the Central Carpathians, nearest from all to the Eastern Alps. Morphostructurally they are one-sided core mountains, typical of the West Carpathian — a horst elongated in West Carpathian direction (SW — NE) with a vast Tatric „core", Subtatric Krížna, Choč and higher nappes. In the southern part, in the Pezinské Karpaty Mts., the horst is homogeneous morphostructurally; in the northwestern part it is dissected by the Buková depression filled up with an aberrant (transitional) type of the Central Carpathian Paleogene sequence. The morphostructurally more dissected northern part of the mountains — the Brezovské Karpaty Mts. together with the Myjavská pahorkatina Upland (prevailingly built up of Upper Cretaceous — Paleogene sequences) represents the Periklippen zone (Fig. 1, 2).

Besides the content of the fundamental members and whole sequences, also those typical of the West Carpathians, each of the fundamental tectonic units displays several differences in the content and structure, which appear as specific properties from the Carpathian view (Maheľ, 1983). They are, however, a consequence of approaching the Alps.

The crystalline core is built up of granitoids and metamorphites. The differences of granitoids from the fundamental

Fig. 1. Tectonic sketch-map of the Malé Karpaty Mts. 1 — 3 — Tatricum: 1 — granitoids: a — Bratislava type, b — Modra type, 2 — metamorphites: a — paragneisses and mica schists, b — epimetamorphosed sequences, 3 — envelope Mesozoic sequences, 4 — Krížna nappe, 5 — Manín nappe, 6 — Choč and higher nappes, 7 — Upper Cretaceous-Paleogene periklippen units, 8 — Paleocene subflysch, 9 — Neogene sediments, 10 — Klippen Belt, 11 — overthrust lines, upthrusts, faults

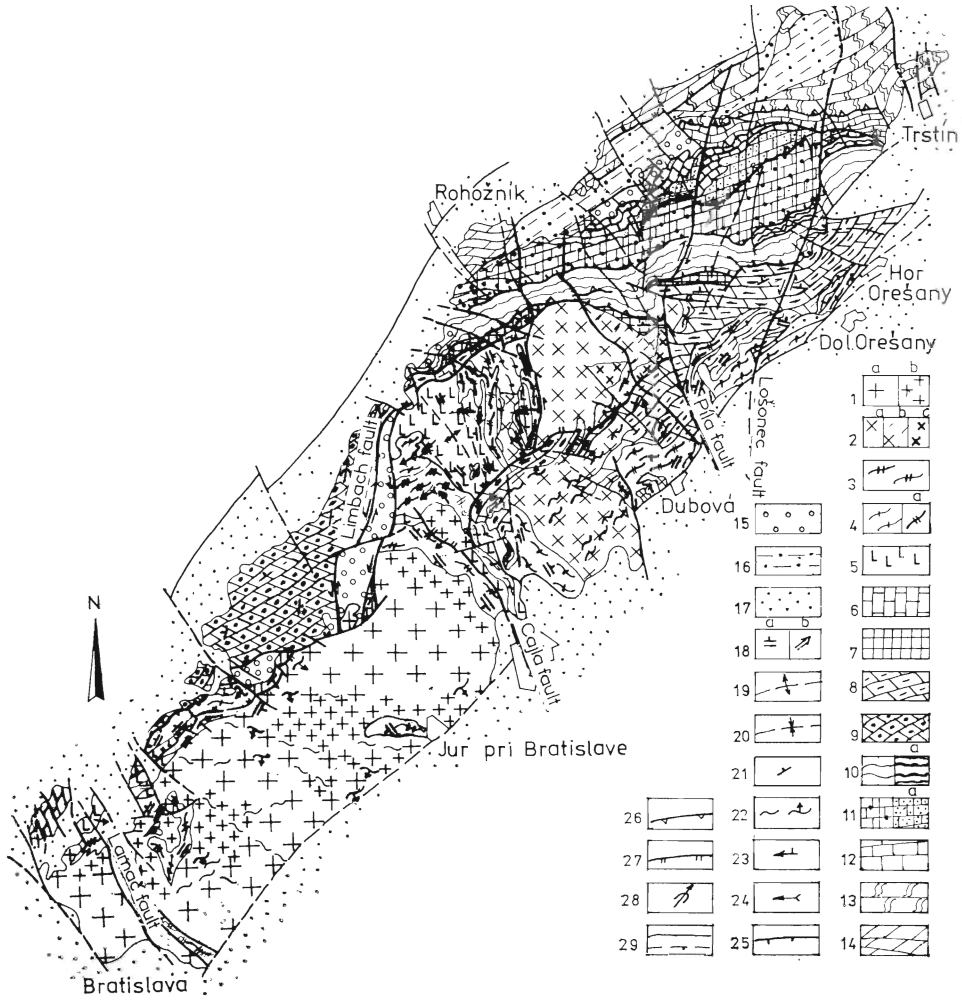


Fig. 2. Tectonic map of the SW part of the Pezinské Malé Karpaty Mts. 1 — 5 — crystalline rocks: 1 — a — Bratislava two-mica granite, b — leucocratic granites, 2 — a — Modra granodiorite, b — two-mica granite, c — autometamorphosed granite, 3 — mica schist gneisses, in places migmatized, 4 — a — quartz phyllites to quartz mica schist gneisses, b — graphite phyllites, metaquartzites, metalydites and graphite sandy schists to phyllites with layers of limestones, diabases — Harmónia formation, 5 — amphibolites, 6 — 8 — envelope units: 6 — Devín unit, 7 — Kadlubek unit, 8 — Orešany unit, 9 — Borinka unit, 10 — Krížna nappe, a — Vysoká nappe, b — Zliechov nappe, 11 — 14 — Choč and higher nappes: 11 — base of the Melaphyre series, 12 — Veterník nappe, 13 — Havranica nappe, 14 — Jablonica nappe, 15 — Upper Cretaceous (?) conglomerates, 16 — Paleogene subflysch, 17 — Neogene on the whole, 18 — 20 — pre-Alpine (Hercynian) structural elements, 18 — a — metamorphic foliation (S_1), b — B-axes of metamorphic mesofolds, 19 — axis of antiform, 20 — axis of synform, 21 — 28 — Alpine structural elements: 21 — Paleoalpine foliation in the Mesozoic, 22 — mylonites and graphite sandy schists to phyllites with layers of limestones and diabases — and cataclastic foliation in granitoids, 23 — B-axes of mesofolds, 24 — B-axes of kink folds, 25 — overthrust planes of I. order, 26 — overthrust planes of II. order, 27 — upthrusts, 28 — recumbent folds, 29 — normal faults and strike-slip faults

West Carpathian Ďumbier and Prašivá types are, however, such ones that they are distinguished as particular types: the Bratislava granite close to leucocratic types and the Modra granodiorite, both with zonal periplutonic metamorphism, at the Modra type with distinct contact metamorphic manifestations (Cambel, 1976).

The metamorphic mantle — the Pezinok sequence — is formed by gneisses and micaschist-gneisses but also by migmatites as in other core mountains. The prevailing portion in the frame of the Tatricum is however, formed by particular lower — grade metamorphosed members, moreover, arranged into several sequences: the Častá sequence of flysch type in the upper part with the Harmónia formation with a high portion of graphite schists with intercalations of crystalline limestones and the Pernek volcanogenic sequence with abundant basic rocks including gabbros. Preservation of the Hercynian structures in the Malé Karpaty crystalline rocks belongs among typical Tatric features.

The envelope Mesozoic displays the fundamental features of Tatric Mesozoic sequences with the stratigraphic range from the Lower Triassic to Lower Cenomanian, but with less portion of Middle and mainly Upper Triassic members; a so typical member as the Carpathian Keuper is missing. And on the contrary, characteristic Malé Karpaty lithotypes are slope lithotypes, the Borinka limestones and conglomerates of Somár, also the deep-sea Marianka shales of wider stratigraphic range. The paleotectonic variety and contrastness of whole sequences (Fig. 3) and from structural viewpoint the considerable extent of Mesozoic members folded in amidst crystalline rocks of the Modra „massif" are conspicuous (Maheľ, 1972, 1979).

The Krížna nappe in the Malé Karpaty Mts. has all fundamental features as in other core mountains: the stratigraphic range from the Lower Triassic to Lower Cenomanian, distribution of the rear part of the nappe overlying the Tatric units, recumbent folds-digitations and subordinate nappes as the fundamental tectonic style. It, however, differs in a disproportionately great portion of a unit with shallower-water members — the Vysoká unit (Maheľ, 1959; Fig. 7). The Zliechov sequence takes part in the structure of the nappe rear part to a small extent only; it is however, piled up in its frontal part and refolded with the Manín unit.

The Manín unit, close in content to one of the developments of the Vysoká unit, formed by the Bošáca sequence (Maheľ, 1978), has a considerable portion of Upper Triassic members and a particular Liassic lithotype.

The Choč nappe is characterized also in the Malé Karpaty Mts. by the typical West Carpathian Melaphyre series, moreover, thick with several slices. The presence of a dark shaly formation with intercalations of limestones and silicites is characteristic of the southwestern corner of this unit. The Čierny Váh nad Bielý Váh sequences, typical of the Central Carpathians, occur only in smaller slices in the Malé Karpaty Mts., more abundant nearer to the frontal part of the Subtatric nappes accompanied by Jurassic — Lower Cretaceous members. The sequences with the presence of the Reifling limestones, but also with the Wetterstein limestones (Veterník, Havranica and Jablonica sequences) are typical of the Malé Karpaty Mts.; on the basis of this fact they are more often ranged to the higher nappes (Andrusov, 1936; 1967; Biely et al., 1980).

The northern part of the Malé Karpaty Mts. and the adjacent Myjavská pa-

horkatina Upland are characterized by the presence of thicker Upper Cretaceous-Paleogene sequences, moreover, of two developments: the Periklippen Surovín development without a more distinct break between the Cretaceous and Paleogene members and the Brezová development with a distinct hiatus (Salaj — Began, 1983). Both are equivalent to the East Alpine Gosau Cretaceous, which represents the Mesoalpine stage of nappes of the Limestone Alps. In the Malé Karpaty Mts. (Buková depression), however, also a member typical of the West Carpathians — the Central Carpathian Paleogene — is present, in a development close to the Periklippen development (it begins with the Paleocene and not with the Lutetian, moreover, the typical flysch is missing).

The presence of Alpine elements in the structure of the Malé Karpaty Mts. is natural. The easternmost parts of the units of the Limestone Alps display Carpathian features as are the occurrences of the Carpathian Keuper, the West Carpathian orientation of direction of structural elements (SW — NE; Tollmann, 1975). We assign to the Carpathian elements in the structure of the eastern corner of the Alps also the presence of the so called Kieselkalkzone, which we consider as the southwestern corner of the Manín (Bošáca) unit, but also as the corner of the Klippen Belt near Vienna. Several structural particularities of the Malé Karpaty Mts., such ones as piling up of the Zliechov unit, moreover, also with accompanying Triassic members of the Čierny Váh and Biely Váh units in the frontal part of the Subtatric nappes are a consequence of approaching the Alpine structural model, with such a feature as distribution of the more northern Paleoalpine nappes (Frankenfels and Lunz nappes) in the frontal part of the nappe system of the Limestone Alps and Late Alpine subsequent thrusting of nappes, incorporation of Upper Cretaceous — Paleocene complexes between them. The validity of the Alpine structural model in the substratum of the Neogene of the Vienna basin is proved by layers of Upper Cretaceous and Paleogene members amidst older nappe masses (Kröll — Wessely, 1973; Němec — Kocák, 1976).

To the features specific for the segment transitional between the Alps and Carpathians called the Devínske Karpaty Mts. (Maheľ, 1983) indubitably erection of folded structures and steep backupthrusts belong, often veiling the nappe character. This structural feature, distinct in the structure of the Mesozoic substratum of the Neogene of the Vienna basin, is also evident in the Malé Karpaty Mts. in higher nappes, in the Vysoká nappe (Maheľ, 1967; Michalík, 1984) and partly also in crystalline rocks.

In the structural plan of the Malé Karpaty Mts. also further disjunctive elements of the Neoalpine tectonics, mainly transversal faults of NW — SE direction (perpendicular to the course of the horst), but also faults of N — S direction connected with more significant faults in the Vienna basin are manifested much more intensely than in whatever core mountains. At several from the strike slips faults (mainly north-southern) are distinct displacements of 3 — 5 km. It is not always easy to consider, which from the particular features is a manifestation of approaching of the Malé Karpaty Mts. structure to the Alps and which it is necessary to assign to endemites of the transitional segment of equal category as the molassoid complexes of the Ždanice — Hustopeč beds in the Flysch Belt, but also the transversal orientation of the structural elements of the lower stage of the Vienna basin.

We put the endemitic features into connection with a deep phenomenon- a transversal ridge, which connects the Bohemian massif with the Hungarian massif (Maheľ ,1983) and probably forms a barrier to spreading of Alpine earthquakes into the Carpathians (Zátopek, 1979). A more distinct manifestation of the ridge is uplifting of the deep substratum, documented by a deep seismic profile in the Malé Karpaty Mts. (Beránek — Weiss, 1980). We put the presence of Tatric units unknown from other core mountains, which are lowermost structurally, paleogeographically the northernmost elements of the Tatricum and possibly already also of the Penninicum, into connection with uplifting of the Malé Karpaty Mts. (Maheľ, 1981).

In such a conception the Malé Karpaty Tatricum is essentially an inlier, a part of the system of inliers known from the eastern margins of the Alps (Tollmann, 1977).

From the view of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. as an inlier of the Alpides several new views of relations between the Carpathians and Alps, but also of the structure of the deep substratum, which could be the marginal parts of the Bohemian massif (s. s.) including the Mesozoic envelope of transitional-slope type, result. So the possibility of extension of areas perspective for oil and gas arises.

For solution of these questions particular attention was concentrated in the last years in the frame of the purpose project „Investigation of geological structures of the SW part of the West Carpathians in relation to perspective oil and gas deposits" (Maheľ, 1984) with the leading ideas:

— allochthonity of the Tatricum of the Malé Karpaty Mts. with several nappe slices; contradiction of the idea of the autochthonous position of crystalline rocks of the Malé Karpaty Mts. and its negative influence on the perspective of bitumen deposists in the eastern part of the Vienna basin,

— the undeep position (partly exposure) of the underlying Penninicum and autochthonous substratum (Bohemian massif), or with its Mesozoic envelope,

— connection of the rear parts of the Krížna nappe (Vysoká unit) with the Semmering sliced system and of the frontal parts of the nappe refolded with the Manín unit to the Frankenfels-Lunz sliced system including the Kieselkalk-zone-structures, which are the bearers of several deposits of natural bitumens in the substratum of the Vienna basin.

— linking of the Veterník, Havranica, Jablonica nappes, but also of the lower nappe slices of Čierny Váh and Biely Váh types from the Malé Karpaty Mts. with the Alpine nappes of the Lunz and Ötscher group,

— incorporation of the Upper Cretaceous-Paleogene sequences of the Myjavská pahorkatina Upland in the nappe structure as a higher structural stage.

Allochthonity of the Malé Karpaty Tatricum and its relation to units from the Alps

The Malé Karpaty crystalline rocks, equally as the essential part of the Tatricum were generally considered as autochthonous. The opinions of the nappe style began to be formulated consequently with distinguishing of the Vahicum-continuator of the Penninicum into the West Carpathians (Maheľ, 1981a, b). Up to now ,however, there are two contradictory conceptions of the structure. One sets out from detailed knowledge, mainly of material composition of crystalline rocks and its argument for autochthonity

is zonal periplutonic metamorphism in the Bratislava as well as Modra massif (Cambel, 1976; 1984; Korikowskij — Cambel et al., 1985), but also distinct manifestation of transversely oriented structures. The differences between the type of granitoid bodies (more acid Bratislava massif) with their metamorphic effects (the Modra massif with more distinct contact effects) also in representation of the type of metamorphites in the individual parts are explained by differences in the age and depth of intrusion levels. Three groups of radiometric data obtained by Rb/Sr method (Cambel et al., 1977); the Middle Devonian age (388 ± 38 mil. y.) of regional metamorphism, Lower Carboniferous (347 ± 4 mil. y.) of the intrusion of the Bratislava granite at 300 — 350 MPa and of the early Middle Carboniferous (324 ± 18 mil. y.) of the intrusion of the Modra granodiorite at 100 — 150 MPa testify to several stages of the Hercynian tectonometamorphic processes. These, however, formed the Hercynian structural plan not only by vertical displacement of blocks, but also with action of the horizontal component of movements. The fan-shaped structure in Paleozoic complexes, known earlier, testifies to considerable intensity of horizontal compressions and indicates horizontal displacements, which use to accompany the fans. The orientation of the Hercynian structural elements, often transversal to Alpine directions, quite characteristic of the Hercynian structures of the Tatricum — indicates more distinct differences of the Hercynian and Alpine structural plan.

The impression of homogeneity and so of competence to one tectonic unit of the Malé Karpaty crystalline rocks is evoked by representation of epimetamorphosed complexes in the whole extent of the Malé Karpaty Mts. (Fig. 2). It is a feature of approaching to the Alps where in the Unterostalpin, but also in the Penninicum analogous complexes are particularly wide-spread, e. g. the Late Paleozoic Wechsel series and the Early Paleozoic Ranach series. But the differences in the individual bodies cannot escape from nearer geotectonic view of metamorphites in the Malé Karpaty Mts. Particularly distinct differences between the Bratislava and Modra „massif", which enhance the differences in the petrographic character and age of granitoid intrusions, are in their relation to the mantle. The Bratislava granitoid „massif" is accompanied by a complex of paragneisses and mica-schist-gneises complex with thinner layers of amphibolites; a sequence analogous to the gneiss complexes of most core mountains, we designate it as the *Pezinok sequence*. Its particularity is structural connection, in places through a layer of tectonic breccias, with the phyilite-amphibolite formation designated by us as the *Pernek sequence*, or with the Harmonia formation. In the Modra „massif" the Pezinok sequence is missing.

Detailed studies (Klukan — Putiš) prove the different lithological, structural and metamorphic character of gneisses and mica schists of the Pezinok sequence from other less metamorphosed members typical of the Malé Karpaty crystalline rocks. With a nearly equal age (Planderová in Cambel — Planderová, 1985) of these obviously genetically different sequences their assignment to the same tectonic unit may be a consequence of tectonics only, evidently Hercynian. Moreover, more distinct differences are also between lower-grade metamorphosed complexes in the individual areas-bodies of the Malé Karpaty crystalline rocks.

The Modra area is characterized by a

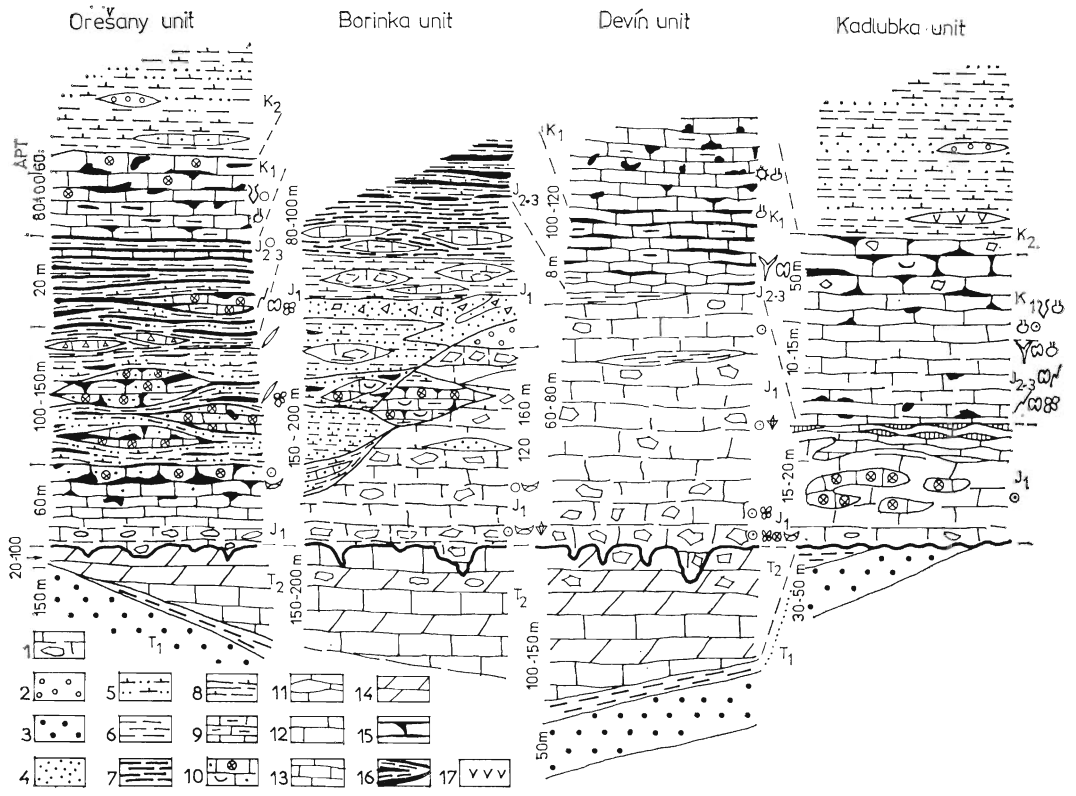


Fig. 3. Lithological columns of the Tatric units of the Malé Karpaty Mts. (according to Maheľ — Kullmanová — Plašienka, 1984). 1 — brecciated limestones, 2 — conglomerates and breccias, 3 — quartzites, 4 — sandstones, 5 — calcareous sandstones, 6 — clayey shales, 7 — dark marls and shales of Marianka type, 8 — marly shales, 9 — marly limestones, 10 — sandy and organogenic-crinoidal and lumachelle limestones, 11 — red haematitized limestones with indications of nodularity, 12 — massive limestones of Borinka type, 13 — grey limestones, 14 — dolomites, 15 — nodules and thin layers of cherts in limestones, 16 — silicites, 17 — cherty limestones

complex of sericite-biotite and quartz phyllites to quartzites or a flysch formation — the *Častá sequence* and thicker Harmónia formation of sericite-chlorite phyllites with a higher portion of bituminous component with lenticles of crystalline limestones (often altered into erlans) and smaller bodies of basic rocks.

The extensive fan, which links up the Bratislava and Modra body and the Baďurka slice is mainly built up of a volcanogenic complex with bodies of amphibolites and gabbros — the Pernek sequence.

The differences in the type of metamorphites in the individual areas and bodies of the Malé Karpaty Mts. cannot be overlooked, the more that the accompanying sequences of the envelope Mesozoic (formely considered as developments of the Malé Karpaty unit: the Devín, Borinka, Kalubek and Orešany developments; Maheľ, 1961; 1967) show such paleotectonic differences of the Ju-

rassic members that the opinion of their tectonic approaching-Alpine is justified (Fig. 3). Moreover, each of the sequences forms an „envelope" of other crystalline complex:

— the Devín sequence with thicker Triassic limestones and dolomites and brecciated Liassic limestones-envelope of the *Bratislava massif*,

— the Kadlubek sequence with thin shallow-water and slope members is found in envelope position of the *Baďurka nappe* slice,

— the Orešany sequence with deeper-water Jurassic and Lower Cretaceous members forms the envelope of the *Modra nappe*,

— the Borinka sequence with slope lithotypes (Borinka limestones, Somár conglomerates), especially specific in the frame of the Tatricum, is piled up in the marginal part of the crystalline complex. The flyschoid Liassic formation with smaller, and larger olistholiths (Plašienka) is connected with it and the Marianka beds with shales — a thick complex of calcareous shales and marlstones with lenticles of manganese shales are obviously a part of the lowermost nappe. The thick masses of the Marianka beds of probably wider stratigraphic range (Upper Liassic — Lower Malm?) situated in a particular *marginal structure* in the section Stupava — Lozorno are analogous in development to the known Alpine lithotype „Bünderschiefer", a *representative of the Penninicum*. On the basis of this circumstance we consider competence of the marginal structure (situated between Stupava and Lozorno) to the Vahicum — the continuator of the Penninicum into the West Carpathians (Maheľ, 1981b). Facial proximity of the Marianka beds to the Posidonia beds, a member so charactestic of the Klippen Belt indicating the beginning of more distinct oceanization, is not uninteresting.

Distribution of different Paleozoic and Mesozoic sequences in juxtaposition and above one another is obviously a result of their tectonic Hercynian and Alpine approaching. The Alpine tectonic processes did not wipe out the Hercynian elements, perhaps owing to a shallower po-

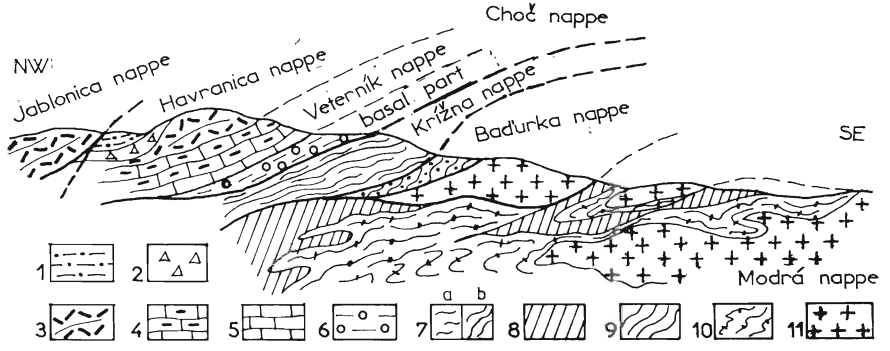


Fig. 4. Schematic profile through the Malé Karpaty Mts. 1 — Paleogene filling of the Buková depression, 2 — breccias-Upper Cretaceous, 3 — higher nappes, 4 — 5 — lower partial unit of the Choč-nappe: 4 — upper stage, 5 — lower stage, 6 — basal part of the Choč nappe (Melaphyre series), 7 — Krížna nappe: a — Zliechov nappe, b — Vysoká nappe, 8 — 9 — envelope Mesozoic: 8 — deep-water units (Orešany and Borinka units), 9 — shallow-water units — Kadlubek unit, 10 — Paleozoic complexes, 11 — granitoids

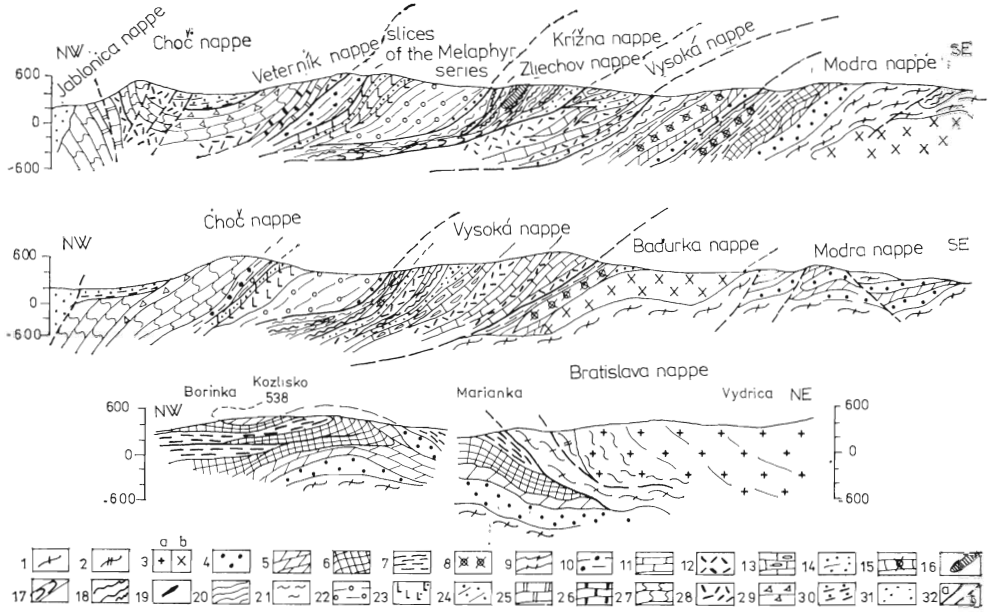


Fig. 5. Geological profiles through the Pezinské Karpaty Mts. 1 — 10 — Tatricum: 1 — epimetamorphosed sequences, 2 — mica schists to paragneisses, 3 — granitoids: a — Bratislava type, b — Modra type, 4 — Lower Triassic-quartzites, 5 — Middle-Upper Triassic-limestones, dolomites, 6 — Jurassic — Borinka formation, 7 — Jurassic deep-water sequence, 8 — Jurassic-shallow-water sequence, 9 — Lower Cretaceous-limestones with cherts, 10 — Albian-Lower Cenomanian-marly shales, sandstones, 11 — 21 — Krížna nappe: 11 — Middle Triassic-limestones, 12 — Ladinian-Carnian-dolomites, 13 — Carnian-organodetrital and cellular limestones, 14 — Carpathian Keuper, 15 — Liassic-cherty-crinoidal limestones, 16 — Dogger— silicites, 17 — Malm-nodular limestones, 18 — Tithonian-Lower Albian-platy limestones, cherty limestones (15 — 18 — Vysoká sequence), 19 — Dogger and Malm-radiolarites, 20 — Tithonian-Barremian-marly limestones (19 — 20 — Zliechov sequence), 21 — Albian and Cenomanian-marls, sandy limestones (flysch), 22 — 28 — Choč nappe: 22 — Permian-variegated shales, sandstones, 23 — Permian-basalts of melaphyre type, 24 — Lower Triassic-sandstones, sandy shales, in the upper layers the Werfen beds, 25 — Anisian-Gutenstein and Annaberg limestones, 26 — Illyrian-Cordevolian-Reifling limestones, 27 — Illyrian-Cordevolian-Wetterstein limestones, 28 — Upper Triassic (partly Ladinian) dolomites, 29 — Upper Cretaceous? — limestone-dolomite breccias, 30 — Paleocene-subflysch, 31 — Neogene sediments, 32 — a — overthrust lines, b — faults

sition. The differences of the Hercynian structural elements are conspicuous, as follows:

— in the gneiss of the Pezinok complex the B-axes of folds are striking paralelly with the course of Hercynian metamorphic schistosity, i. e. NW — SE (Klukan),

— in lower-grade metamorphosed members (Pernek, Harmónia) with sporadical micro- and mesofolding besides NW — SE also SW — NE directions are shown more distinctly.

A manifestation of Alpine tectonics is the extensive mylonitization in the Bratislava as well as Modra body, especially distinct at the contact with Mesozoic members.

A more distinct action of Early Alpine

horizontal movements in the Tatricum of the Malé Karpaty Mts. is proved by (Figs. 4, 5):

— recumbent folds built up of Mesozoic sequences but also Paleozoic members and granitoids, expecially distinct in the Modra body (Maheľ, 1979),

— thrusting position of the Bratislava granites on the Borinka limestones and Marianka beds at the western margin of the Bratislava granitoid body,

— allochthonous position of gneisses and mica schists of the Bratislava body proved by boreholes at its western margin (Polák — Rak, 1981),

— occurrence of Mesozoic basic rocks with xenoliths of Mesozoic limestones amidst the metamorphic mantle of the Baďurka slice (Hovorka — Spišiak, 1983),

— new gravimetric maps and profiles according to which the granitoids in the Bratislava massif are not reaching deeper than 1.000 m (Bárta, 1985),

— seismic deep profile carried out across the Bratislava „massif" at the connection line Lozorno — Jur near Bratislava with the thrust plane of granitoids reaching deepest 1.500 — 2.000 (communication by Tomek).

Several particularities, (in the frame of the Tatricum) of the Malé Karpaty crystalline rocks are indubitably features of approaching the Unterostalpin, partly the Penninicum. When comparing the essential part of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. with units of the Alps, it is, however, necessary to take into account several fundamental features of the Tatricum, also valid in the Malé Karpaty Mts., such as:

— more variegated and more complete development of the Mesozoic sequences from the Lower Triassic to Lower Cenomanian with two distinct paleotectonically different types — a northern deeper-water and southern shallower-water,

— an essentially greater portion of granitoid masses in the crystalline complex, with the tendency to form particular nappe slices,

— preservation of pre-Alpine structures and so also less Alpine reworking, mainly less distinct Alpine metamorphism and less distinct penetrative Alpine tectonization, mainly bound to overthrust lines in the Malé Karpaty Mts.

Connection of the Krížna nappe with the East Alpine units

The Krížna nappe in the Malé Karpaty Mts. provides the possibility to know two different tectonic styles in two areas: the rear part of the nappe in the Pezinské Karpaty Mts. and the frontal part in the northernmost spurs of the mountains and the adjacent Biele Karpaty Mts. The essential mass of the Krížna nappe is piled up immediately on the youngest elements of the Tatricum in form of digitations erected by Late Alpine tectonics. The two lower, extensive — fundamental sliced digitations (Figs. 6, 7) — the digitation of Pristodolok and digitation of Vývrat — are built up mainly of Triassic complexes quite typical of the Krížna nappe in their development (with smaller differences — abundant Carnian organogenic cellular limestones), are analogous to those forming the Semmering sliced system (Cornelius, 1940), ranged by some geologists to the Unterostalpin, by other to the Mittelostalpin (Tollmann, 1963; 1977), but also to the rear part of the Frankenfels nappe (Clar, 1965). Linking of the Krížna nappe with the Frankenfels nappe is, however, evident. The Malé Karpaty Mts. provide the possibility of removing contradictions important in the conception of the structure of the Northen Limestone Alps, but also in solution of relation of the East Alpine and Carpathian

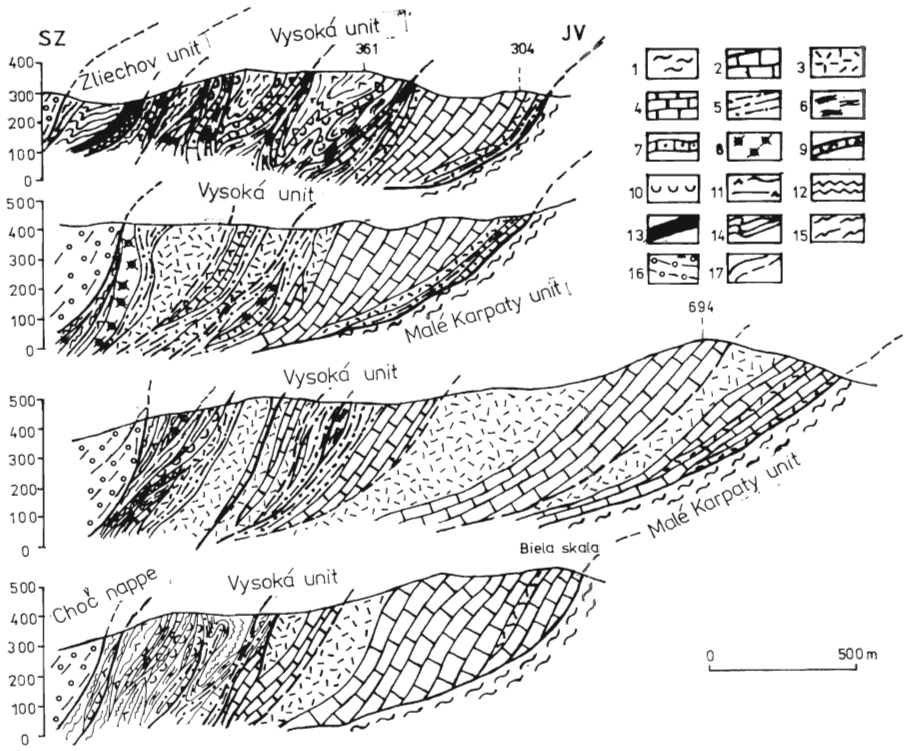


Fig. 6. Geological sections through the Krížna nappe mainly built up of the Vysoká unit in the Malé Karpaty Mts. 1 — Tatric (envelope) unit; Albian-Cenomanian-marls with layers of sandstones, 2 — 15 — Krížna nappe: 2 — Middle Triassic-limestones, 3 — Middle Triassic-Carnian-dolomites, 4 — Carnian-light-coloured limestones, 5 — Upper Triassic-Carpathian Keuper, 6 — Rhaetian-Fatra beds, 7 — 11 — Vysoká sequence: 7 — Lower Liassic-sandy and cherty limestones and shales, 8 — Upper Liassic-Lower Dogger-crinoidal limestones, 9 — Dogger-cherty limestones, 10 — Malm-red, partly nodular limestones, 11 — Tithonian-Barremian-limestones, mostly with cherts, 12 — 14 — Zliechov sequence: 12 — Liassic-spotted marls, 13 — Dogger-Malm radiolarites and radiolarian limestones, 14 — Tithonian-Barremian-marly limestones, 15 — Albian-Lower Cenomanian-marly shales with layers of sandstones, 16 — Choč nappe-Permian-Lower Triassic-Melaphyre series, 17 — overthrust planes

nappes. The upper members of the fundamental digitations of the Vysoká nappe, mainly, however, the essential part of higher, smaller digitations mostly formed into an immature klippen style (Maheľ et al., 1967), are represented by Jurassic and Cretaceous members of the Vysoká unit (Fig. 8). They are essentially analogous in development to those building up together with members analogous to the Zliechov sequence the Frankenfels nappe in the Alps, well known mainly from the works of Plöchinger (1960) and Wessely (1975). Its marginal frontal slice is the Kieselkalkzone, the western corner of the Manín nappe.

The difference between the Malé Karpaty Mts. and the eastern section of the Alps is in the same Vysoká sequence distributed on the Carpathian territory:

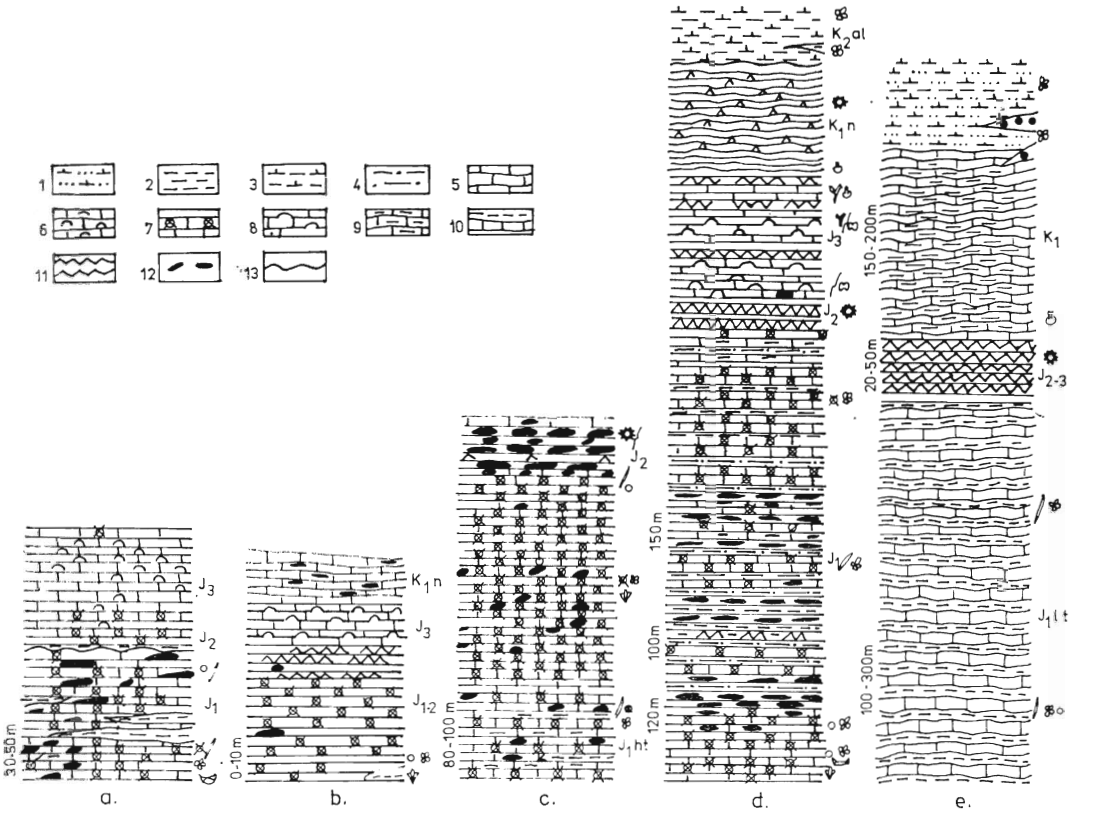


Fig. 7. Chart of fundamental developments of younger members of the Krížna nappe in the Malé Karpaty Mts. (according to Kullmanová — Maheľ, 1970). 1 — calcareous sandstones, 2 — clays, claystones, 3 — marls, 4 — sandy shales, 5 — limestones, 6 — lumachelle limestones, 7 — crinoidal limestones, 8 — nodular limestones, 9 — marly limestones, 10 — sandy limestones, 11 — radiolarites silicites, 12 — cherts (nodules of cherts), 13 — angular discordances; a — d: Vysoká unit, development, a — Prístodolok, b —at Kolovrátok, c — at Vývrat, d — in the northeastern part of the unit (area of Lošonec — Smolenice), e — Zliechov unit

— in the rear part of the Krížna nappe (equally as the Mesozoic of the Semmering slices),

— the frontal part of the nappe of higher order is represented by the Zliechov sequence accompanied by the Manín unit, its Bošáca sequence close to the Vysoká one.

Thicker complexes of the Zliechov and Bošáca sequences are cropping out in the section Bzince pod Javorinou — Drietoma in the Biele Karpaty Mts.

Connection of the Krížna nappe including the Manín nappe with the Frankenfels nappe (including the Kieselkalkzone) through the sliced zone situated at the inner margin of the Klippen Belt covered with the Neogene of the Vienna basin, is indubitable. The difference is, however, that the frontal parts of the Krížna nappe, equally as of the Manín nappe adjacent to the Klippen Belt in the

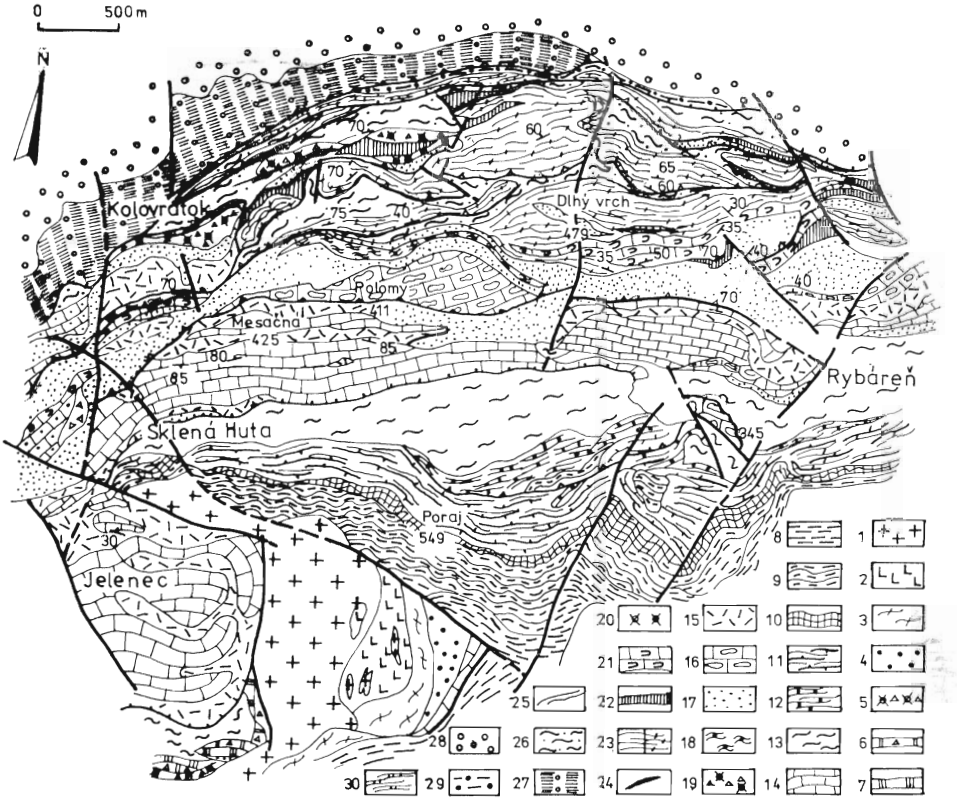


Fig. 8. Geological map of the Jelenec-Rybáreň area in the Malé Karpaty Mts, Tatricum: 1 — granitoids of the Baďurka nappe, 2 — amphibolites, 3 — phyllites to mica schists, 4 — 7 — Kadlubek unit: 4 — Lower Triassic-quartzites, 5 — Liassic-limestones, partly crinoidal with manifestations of sliding, 6 — Dogger-Malm-grey and pink limestones, 7 — Neocomian-light-coloured limestones; 8 — 13 — Orešany unit: 8 — Upper Liassic-marly limestones, shales, 9 — Dogger — platy limestones and cherty limestones, 10 — Malm-cherty limestones, 11 — Tithonian-Hauterivian-platy limestones with chert nodules, 12 — Barremian-Aptian-cherty crinoidal limestones, 13 — Albian-Lower Cenomanian-flyschoid sequence. Krížna nappe: 14 — 23 — Vysoká unit: 14 — Middle Triassic-limestones, 15 — Middle Triassic-dolomites, 16 — Carnian-limestones, 17 — Norian-Lower Rhaetian-Carpathian Keuper, 18 — Rhaetian-Fatra formation, 19 — Liassic-crinoidal-spongolite formation, 20 — Upper Liassic-Lower Dogger-crinoidal limestones, 21 — Dogger-Malm-nodular and organogenic limestones, 22 — Dogger-Malm-radiolarian limestones and radiolarites, 23 — Lower Cretaceous-limestones, 24 — 25 Zliechov unit: 24 — Dogger-Malm-radiolarites, 25 — Tithonian-Lower Cretaceous — marly limestones; 26 — Albian-Lower Cenomanian — flysch to flyschoid. Choč nappe, 27 — 30 — Melaphyre series, 27 — Permian-black shales, silstones, 28 — Permian-variegated shales with intercalations of conglomerates, 29 — Lower Triassic-sandstones to quartzites, 30 — Spathian-marly shales, intercalations of limestones

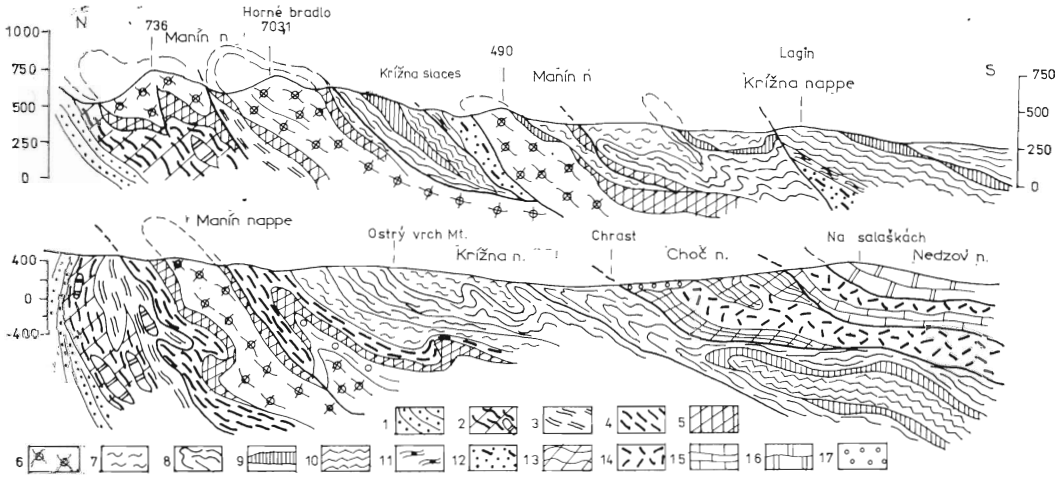


Fig. 9. Geological profiles of the Periklippen zone in the Biele Karpaty Mts. 1 — flysch of the Biele Karpaty unit, 2 — 3 — Klippen Belt: 2 — members of the Oravicum, 3 — members of the Klape nappe, 4 — 6 — Manín nappe: 4 — Lower Cretaceous-limestones with cherts and organodetrital limestones, 5 — Dogger and Malm-silicites, nodular limestones, 6 — Liassic-Bošáca formation, 7 — 11 — Krížna nappe: 7 — Albian and Cenomanian-flysch formation, 8 — Tithonian-Aptian-marly limestones, 9 — Dogger and Malm-radiolarian limestones, radiolarites, 10 — Liassic-Fleckenmergel 11 — Rhaetian-Fatra formation, 12 — Norian-Carpathian Keuper, 13 — 17 — Choč and higher nappes: 13 — Rhaetian-Hauterivian — Rohatá skala sequence, 14 — Upper Triassic — dolomites, 15 — Middle Triassic, limestones (Gutenstein and Schreyeralm limestones), 16 — Wetterstein limestones (Nedzov nappe), 17 — Upper Cretaceous members

Biele Karpaty Mts., have no thicker accompanying dolomite complexes. The Carpathian Keuper with layers of dolomite is, however, more abundantly represented also here (Began et al., 1984). Thick dolomites in the substratum of the Vienna basin, in the sliced zone designated as the Frankenfels — Lunz sliced system, most probably belong to the Krížna or also Manín nappe. A part of these dolomites belong to the Choč nappe of the Čierny Váh sequence, which is cropping out in accompaniment of the Zliechov unit (in its overlier) in Bzince pod Javorinou. Here together with members of the Rohatá skala sequence (Jurassic — Lower Cretaceous) they are part of frontal digitations of the Choč nappe thrust over the younger members of the Zliechov unit (Fig. 9).

It may be concluded from distribution of the members of the Krížna nappe in the Biele Karpaty and Malé Karpaty Mts. that in direction to the Alps spatial distribution of the members is changing. In the frontal part of the nappe, besides the Zliechov sequence (with members beginning from the Liassic) gradually also Triassic members occur with approaching the Alps. We stress that the accompanying marginal slice of the Frankenfels nappe or Kieselkalkzone is nothing other than the Bošáca sequence of the Manín nappe, the unit which has also thick Upper Triassic members, in the section Bzince pod Javorinou — Drietoma the Carpathian Keuper and Fatra formation and is linked with the classical area

of the nappe (Maheľ, 1978), known from Budkov in the Strážovské vrchy Mts.

Clearing up of relations between the Krížna nappe and its structural analogues from the Alps implies strengthening of the opinion:

— spatial connection of the Krížna and Frankenfels nappe (Maheľ, 1964; Prey, 1965;1978). They differ mainly in the position in the structural plan; they reflect most distinctly the differences of the Alpine and Carpathian structural plan. The Frankenfels nappe forms the marginal frontal element of the Obero-

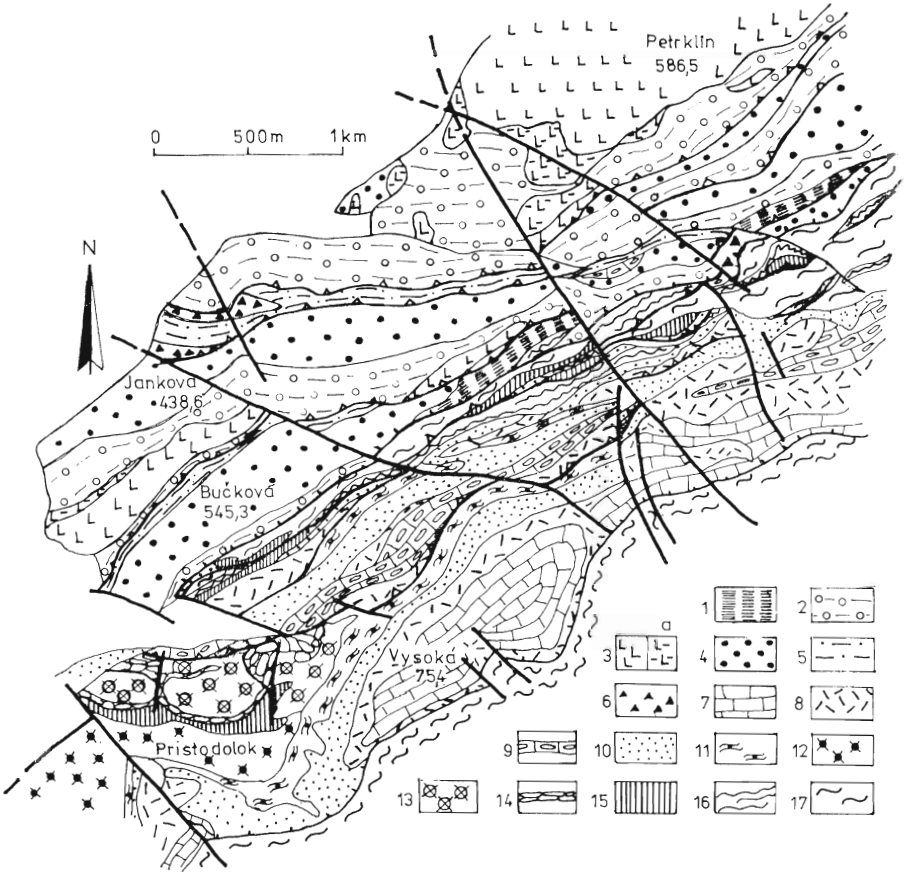


Fig. 10. Geological map of the Vysoká nappe and Melaphyre series north of Mt. Vysoká in the Pezinské Karpaty Mts. 1 — 6 — Choč nappe: 1 — Lower Permian-dark shales, intercalations of limestones, 2 — Upper Permian-variegated shales, intercalations of conglomerates, 3 — melaphyres, a — tuffs, 4 — Lower Triassic-sandstones, quartzites, 5 — Spathian-shales, intercalation of limestones, 6 — Middle Triassic-cellular limestones, 7 — 17 — Krížna nappe: 7 — Middle Triassic-limestones, 8 — Middle Triassic-dolomites, 9 — Carnian organogenic and cellular limestones, 10 — Norian-Lower Rhaetian — Carpathian Keuper, 11 — Rhaetian-Fatra formation, 12 — Liassic-spongolite-crinoidal limestones, 13 — Lower Dogger — Upper Liassic — crinoidal limestones, 14 — Malm-limestones, partly nodular, 15 — Lower Malm-Dogger-cherty limestones, 16 — Lower Cretaceous-limestones with cherts, partly marly, 17 — Albian-Lower Cenomanian-flysch and flyschoid

stalpin nappes, the Krížna nappe the substratum of the Choč nappe with piling up mainly of younger members in the frontal, but also in the rear part of the Subtatric nappes. The Malé Karpaty Mts., but mainly the substratum of the Vienna basin are an area of transition of these two structural plans. From the viewpoint of perspectives for deposits of natural bitumens it is particularly to know spatial regrouping of dolomite masses into the frontal part of the Krížna nappe, increasing in direction to the Alps,

— of genetic linking of the Semmering sliced system with the Frankenfels nappe and so with the Mittelostalpin (Clar, 1965). This is evident from spatial connection of the Vysoká nappe with the Semmering sliced system proved by boreholes into the substratum of the Vienna basin in the area of Weigelsdorf, Götzendorf, Maria Elend (Wessely, 1975). Whereas the Vysoká nappe is an inseparable element (subordinate nappe of the Krížna nappe, the Semmering slices are the rear part of the Paleoalpine Frankenfels nappe,

— of structural, only genetic linking of the Manín nappe with the Krížna nappe, which is clearer in the SW corner of the Carpathians closer than in the Váh valley; at the eastern margin of the Alps the Kieselkalkzone — SW corner of the Manín nappe — is only a marginal, frontal appendix of the Frankenfels nappe.

Mutual connection of the „higher" nappes of the Malé Karpaty Mts. with the Lunz and Ötscher system

Unclear points in relation of tectonic units of the SW corner of the West Carpathians higher than the Krížna nappe to the nappes of the Alps are reflected in terminological non-uniformity. Terms typically West Carpathian (Choč nappe, Melaphyre series), particular (Veterník, Havranica, Jablonica, Nedzov nappes, Lakšáre sliced zone), but also typically East Alpine (Ötscher, Lunz nappes, Frankenfels-Lunz sliced zone) are used. The units in the substratum of the Neogene of the Vienna basin with proved connection with the nappes of the eastern margin of the Alps are more often assigned to the Alpine units, those in the Malé Karpaty Mts. to the Carpathian units. As in the latter the essential part contains the light-coloured Wetterstein, partly Steinalm limestones, they are usually ranged as higher nappes identified with the Strážov nappe (Andrusov, 1936; 1967), even with the Gemericum (Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973; Biely — Bystrický — Mello et al., 1980). When regarding the units of the Alps as Paleoalpine — Mesoalpine and the Carpathian units as Paleoalpine, it results logically that in the SW corner of the West Carpathians in the substratum of the Neogene of the Vienna basin the Alpine units wedge out and the Carpathian units set on (Jiříček, 1981). A different situation, however, appears with mutual connection of geometric bodies, thus of tectonic Alpine and Carpathian units and after proving of Mesoalpine overthrusts in the Periklippen zone (Maheľ, 1973; 1978).

The vast Melaphyre series in the Malé Karpaty Mts., equally as in other core mountains, builds up the basal part of the Choč nappe. In the SW part it is more distinctly sliced, in the Alps it is, however, unknown to a greater extent. The Melaphyre series is linked in direction with the sliced zone of the Permian and Werfen situated at the boundary of the pre-Permian Grauwackenzone members and limestone-dolomite complexes of the

Northern Limestone Alps (Fig. 10). The considerable portion of the „black" formation in the Melaphyre series of the Malé Karpaty Mts. weakens the idea of continuation of the Grauwackenzone to the substratum of the Neogene of the Vienna basin. The Grauwackenzone does not reach our territory as if it were re-

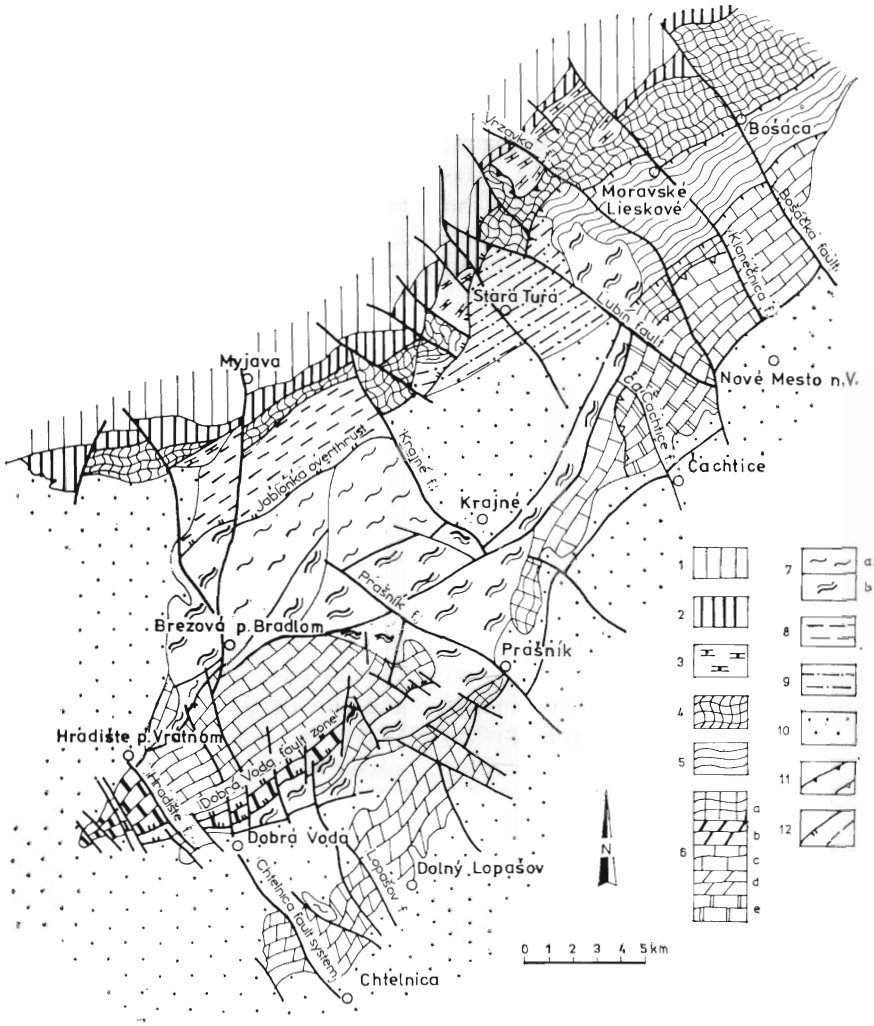


Fig. 11. Tectonic sketch-map of the Brezovské Karpaty Mts. and Myjavská pahorkatina Upland (according to geological map of Began — Salaj, 1974). 1 — Flysch Belt, 2 — Klippen Belt, 3 — Upper Cretaceous sequence of the Klape or Manín nappe, 4 — Manín nappe, 5 — Krížna nappe,, 6 — higher nappes: a — Rhaetian-Neocomian and dolomites of the Choč nappe, b — Biely Váh type, c — Jablonica nappe, d — Veterník (partly Bebrava?) nappe, e — Nedzov nappe, 7 — Brezová unit: a — Upper Cretaceous sequence, b — Paleogene sequence, 8 — Surovín of II. order, 12 — upthrust, faults

placed structurally by the Melaphyre series.

The Čierny Váh sequence, immediately overlying the Melaphyre series in many core mountains, is missing in the Pezinské Malé Karpaty Mts. We, however, range the dolomites accompanying the Rohatá skala sequence (Rhaetian to Hauterivian), building up the frontal slices of the Choč nappe near Bzince pod Javorinou, to it. Some of the slices with thick Hauptdolomit in the substratum of the Neogene of the Vienna basin at the inner margin of the Klippen Belt (known as the Frankenfels-Lunz system) also belong to this unit as a consequence of manifestation of the features of approaching the model of the Alps.

Neither the Biely Váh sequence, represented by the Reifling limestones and thicker Lunz beds, forms a more distinct nappe unit in the Malé Karpaty Mts. It emerges from beneath the Jablonica unit in the Brezovské Karpaty Mts. in smaller inliers (Hradište pod Vrátnom) and in the Dobrá Voda sliced zone. The borehole DB-1 near Dobrá Voda encountered the Biely Váh unit in its typical development (with thick Lunz beds and Reifling limestones). In the Biele pohorie Mts. the Biely Váh unit is laterally replaced by the Veterník unit, characterized by the Reifling, Pseudoreifling, but also Wetterstein limestones. An analogous sequence in the substratum of the Neogene of the Vienna basin and in the eastern part of the Alps is mainly characteristic of the southern, inner structures of the Lunz nappe. The Veterník unit situated in the rear part of the Choč nappe displays features of approaching the Alps in content in the overlier of the Melaphyre series, its distribution is, however, given by the Carpathian structural plan.

The Havranica and Jablonica units, both with a high portion of light-coloured limestones Anisian-Cordevolian in age, resemble the units of the Ötscher (Göller) nappe; the first its northern structures with the Reifling limestones, the second the southern. Their equivalent in the other core mountains is the Bebrava unit with thick Wetterstein dolomites (Maheľ, 1981). Spatial linking of typically Carpathian, transitional and Alpine units is more or less proved.

With mutual connection of the tectonic units of the Alps and Carpathians we have the not easy task where to place the boundary between them, expressed by other names. The more it is difficult because the areas of transition from the Alpine structural plan to the Carpathian or of gradual transition of the lower units from „juxtaposition" to the position below one another are covered with thick Neogene sediments, but also because the geometric bodies are mostly connected with one another from the Alps to the Carpathians. As we consider the differences in spatial distribution of the tectonic units in the structural plan of the Alps and West Carpathians as a consequence of less intesity of post-Upper Cretaceous overthrusts in the innermost zones of the West Carpathians, the Malé Karpaty Mts. and adjacent Myjavská pahorkatina Upland represent a transitional segment with the late-tectonic Paleogene Buková depression, but also with thick Upper Cretaceous — Paleogene complexes close to the Gosau type. We also considered the latter from the Myjavská pahorkatina Upland as elements more or less post-tectonic, the filling of a brachysynclinal depression. In this regard, however, a change of the view in favour of their structural approaching analogous to the Gosau complexes of the Alps, incorporated in the structure of nappes affected by intense horizontal post-Paleogene overthrusts, is necessary.

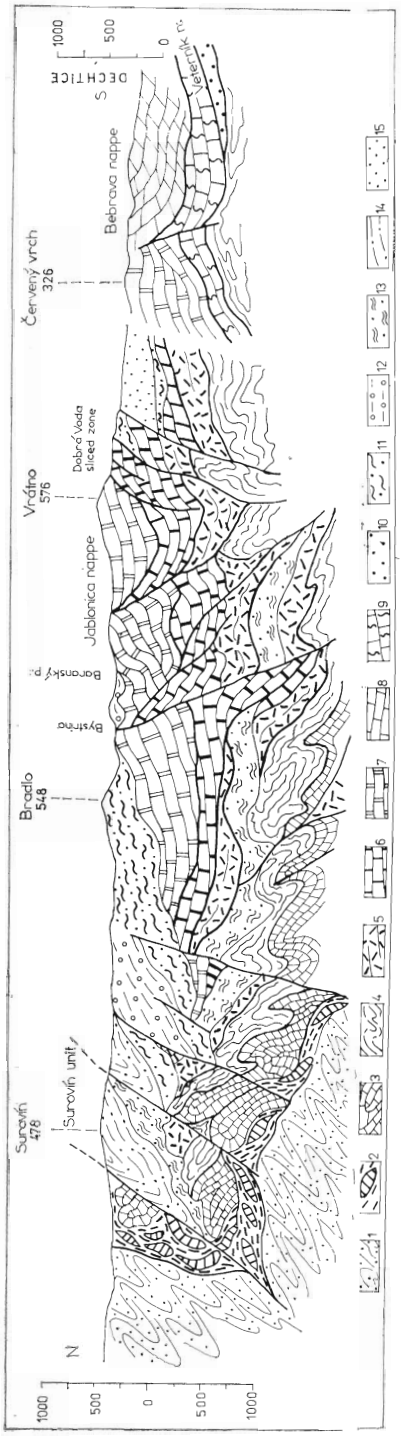


Fig. 12. Geological profile through the Myjavská pahorkatina Upland and the Brezovské Karpaty Mts. 1 — Magura unit, 2 — Klippen Belt, 3 — Manín nappe, 4 — Krížna nappe, 5 — Choč nappe, Čierny Váh type — dolomites and Rohatá skala sequence, 6 — Choč nappe, Biely Váh type, 7 — Jablonica nappe, 8 — Bebrava (Havranica?) nappe, 9 — Veterník nappe, 10 — Melaphyre series, 11 — 12 — Brezová unit: 11 — Upper Cretaceous sequence, 12 — Paleogene sequence, 13 — 14 Surovín unit: 13 — Upper Cretaceous sequence, 14 — Paleogene sequence, 15 — Neogene

Incorporation of the Upper Cretaceous sequences in the nappe structure

For more detailed knowledge of the inner structure of the Upper Cretaceous-Paleogene complexes of the Myjavská pahorkatina Upland many open essential questions remain to be solved. Two pieces of knowledge may be considered as a basis of the new view of their position:

— distinguishing of the particular Surovín periklippen development with a continuous Upper Cretaceous-Eocene sequence different from the Brezová sequence (Salaj — Began, 1983). Their present-day juxtapostion is a consequence of distinct tectonic approaching and probable overlapping of the connecting elements, perhaps an analogue of the Gieshübler sequence,

— proving of the presence of Upper Cretaceous and Paleogene members amidst erected slices built up of the Choč nappe in the substratum of the Neogene in the northeastern part of the Vienna basin, south of the inner margin of the flat structure formed by the Upper Cretaceous complexes. The tectonic style of the substratum of the Slovak part of the Vienna basin is obviously equal as on the Austrian territory with two structural stages. The lower stage shows erected structures, mainly built up of the Lunz or Choč nappe, but also of Upper Cretaceous-Paleogene members and the upper stage has flatter structures built up of the Ötscher or Jablonica nappe but also of the Choč nappe with Upper Cretaceous-Paleogene complexes, which are probably laterally connected with the Brezová sequence of the Myjavská pahorkatina Upland (Němec — Kocák, 1976; Kysela, 1984).

The Brezová sequence (group of Bradlo and Myjava group sensu Samuel — Salaj

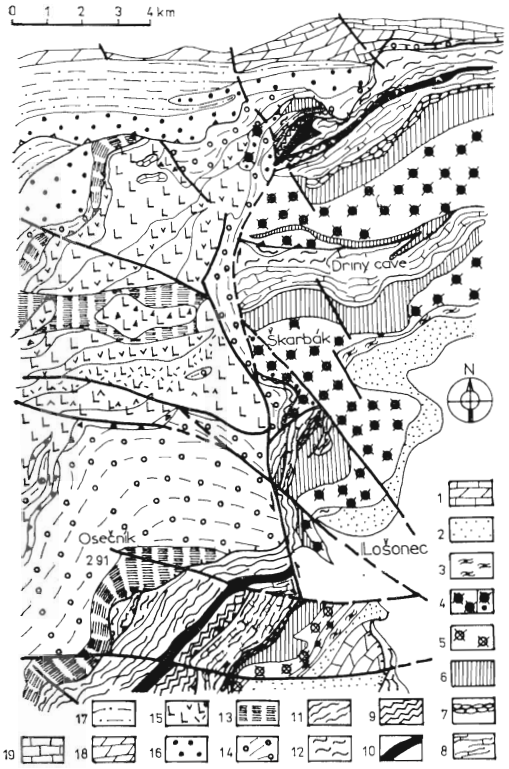


Fig. 13. Geological map of the Vysoká unit and Melaphyre series is the area of Smolenice, Lošonec strike slip. 1 — 12 — Krížna nappe: 1 — Upper Triassic — dolomites, 2 — Carpathian Keuper, 3 — Rhaetian-Fatra formation, 4 — Liassic-sandy-crinoidal limestones and shales: a — coarse-grained crinoidal-spongolite limestones, 5 — Upper Liassic-crinoidal limestones, 6 — Dogger-cherty limestones, silicites, 7 — Malm nodular limestones, 8 — Tithonian-Barremian-limestones with nodules of cherts (1 — 8 — Vysoká type), 9 — Upper Liassic-Fleckenmergel, 10 — Dogger-Malm-radiolarian limestones and radiolarites, 11 — Tithonian-Barremian-marly limestones (9 — 11 — Zliechov type), 12 — Albian marly shales, sandstones, 13 — 19 — Choč nappe: 13 — Lower Permian-dark-grey shales, sandstones, 14 — reddish-violet shales, sandstones, conglomerates, 15 — basalts of melaphyre type, 16 — Lower Triassic-sandstones, quartzites, 17 — Spathian-marly shales and limestones (13—16 — Melaphyre series), 18 — Hydaspian-dolomites, 19 — Lower Anisian-dark-grey limestones

— Began, 1980) obviously neither represents a late-tectonic member, as it was considered until lately, nor the continuation of the Gieshübler structure. It was thrust together with the underlying Jablonica or other nappes over the outer Upper Cretaceous-Paleocene or Lower Eocene (Surovín, Gieshübel; Fig. 12) sequences. We consider the presence of thick Eocene to Lower Oligocene members in the Brezová sequence as a Carpathian feature, approaching the Central-Carpathian Paleogene.

Summary

1. The occurrence of Paleozoic sequences different lithologicaly, in metamorphism and structure, more or less synchronous in the same Alpine tectonic unit, the Bratislava nappe, is the consequence of their tectonic unification by Neohercynian overthrusts. It is necessary to take into consideration the significant role of the Hercynian nappes in the structure not only of the Malé Karpaty, but also in a considerable part of the Tatric crystalline complex of the West Carpathians. The pre-Alpine nappes are, however, obscurred by Alpine tectonics, but also by Hercynian metamorphism younger than the principal Hercynian tectogenesis.

2. In the frame of the West Carpathians the anomalous composition of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. (abundant Paleozoic sequences and particular types of Mesozoic sequences) is also evident from the occurrence of its lowermost units at the northwestern margin of the system of inliers, distributed in the segment transitional between the Alps and Carpathians. There are the frontal parts of the nappe units more deeply rooted in the substratum of the Neogene of the Danube lowland.

3. The Mesoalpine folding affected the whole Malé Karpaty Mts. and Myjavská pahorkatina Upland. The geological bodies-Carpathian tectonic units are spatially linked with the Alpine ones there. Wedging out of some units at transition from the Alps to the Carpathians, e. g. of the Grauwackenzone on the Alpine side or the body of the Melaphyre series on the Carpathian side are a phenomenon common along the Alpine-Carpathian system, frequent at transition from one segment of the Alpides to other.

4. Lateral strike slips are more distinct in the Malé Karpaty Mts. but also in the transitional segment between the Alps and Carpathians (even already at the eastern margin of the Alps), manifested by: a) the change of the East Alpine direction of structures (W — E direction) into the West Carpathian SW — NE and in the Penninicum of the Rechnitz inlier even the effect of structures of N — S direction (Fahr, 1977); b) the bend of the western margin of Jurassic members of the platform envelope to NE — SW (Wessely, 1975); c) abundant fault zones of N — S direction in the Malé Karpaty Mts. with several local strike slips of 1—5 km (Fig. 2 and Fig. 13).

5. The mutual transition from the Carpathian building plan to the Alpine is shown in the Malé Karpaty Mts.: a) in content — increasing Wetterstein limestones; a typical representative of the transitional type is the Veterník subordinate nappe, which represents the southern part of the primary Choč nappe; b) increasing Upper Cretaceous sequences and lower-grade metamorphosed metamorphites in the crystalline rocks; c) structurally-regrouping of units with gradual transition from juxtaposition according to the Alpine model to the position above one another-characteristic of the Carpathian model. Accompaniment of the Choč nappe by the Melaphyre series situated only at the inner margin is an example of the Alpine model, equally also the presence of Triassic members in the near-frontal and frontal part of the Krížna nappe and the occurrence of lower units of the Choč-nappe — the Čierny Váh (?), Biely Váh units in the frontal and near-frontal part of the nappe. The occurrence of lower nappes in the substratum and in the hinterland of higher nappes (of the Krížna nappe as one whole in relation to higher nappes) is an example of the Carpathian plan.

6. Structural and genetic linking of the Manín nappe with the Krížna nappe, much closer in the Biele Karpaty Mts. than in the Váh valley, is shown particularly distinctly in the substratum of the Neogene of the Vienna basin and mainly at the eastern margin of the Alps. In the substratum of the Vienna basin both nappes are a part of the Periklippen sliced zone together with the frontal part of the Choč nappe. In the eastern part of the Northern Limestone Alps the analogue of the Manín unit (its southwestern corner), the so called Kieselkalkzone, forms the marginal slice of the Frankenfels nappe.

7. Post-Upper Cretaceous and post-Eocene horizontal strike slips of greater extent, in other places of the Central Carpathians put into connection with the Periklippen zone, probably affect the whole Malé Karpaty Mts.

References

Andrusov, D. 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpát. *Carpatica, 1 (Praha), 3 — 50.*

Bagdasarjan, G. P. — Gukasjan, R. Ch. — Cambel, B. — Veselskij, I. 1983: Rezultaty Rb-Sr opredelenij vozrosta metamorfičeskich porod kristalličeskogo kompleksa Malých Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 4, 387 — 397.*

Began, A. — Hanáček, J. — Mello, J. Salaj, J. 1984: Geologická mapa 1 : 50 000 Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, GÚDŠ.*

Biely, A. — Bystrický, J. — Mello, J. 1980: Problematika hronika a „gemerika" v Malých Karpatoch a vo viedenskej panve. *In: Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. SGS. Bratislava, GÚDŠ, 15 — 30.*

Biely, A. — Bystrický, J. — Mello, J. et al. 1980: Exkurzný sprievodca po Malých Karpatoch. *In: Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. SGS. Bratislava, GÚDŠ, 31 — 45.*

Bárta, R. 1985: Komplexná interpretácia geofyzikálnych údajov a riešenie štruktúrnotektonických pomerov v oblasti Malých Karpát. *Manuskript — Geofond Bratislava, 1 — 25.*

Beránek, B. — Dudek, A. 1972: The results of deep seismic sounding in Czechoslovakia. *Z. Geophys., 38, 415 — 427.*

Beránek, B. — Weiss, J. 1980: Hlubinná stavba kontaktní zóny mezi Českým masívem a Karpaty. *In: Sborník referátů ze 7. celostát. konf. geofyziků, Gottwaldov. Brno, Geofyzika.*

Cambel, B. 1976: Probleme der Metamorphose und Stratigraphie des Kristalins der Westkarpaten mit Hinsicht auf die Forschungen in dem Bereich der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 1, 103 — 116.*

Cambel, B. — Bagdasarjan, G. P. — Veseľskij, I. — Agamaľjan, V. A. — Čibuchčjan, Z. O. 1977: Radiogeochronologija gornych porod i molodych naložennych processov oblasti Malych Karpat (Slovakija). In: Sborník opyt koreľaciji magmatičeskich i metamorfičeskich porod Čechoslovakiji i nekotorych raionov SSSR. *Moskva, Nauka, 7, 199 — 208.*

Clar, E. 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 11 — 35.*

Cornelius, H. P. 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. *Z. Dtsch. geol. Gesell., 92, 9, 271 — 310.*

Hovorka, D. — Spišiak, J. 1983: Príspevok petrológie k riešeniu pozície malokarpatského granodioritu. *Geol. Průzk., 2, 36 — 38.*

Jiříček, R. 1981: Vývoj a stavba podloží Vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta, XXVI., 2, 361 — 383.*

Jiříček, R. 1984: Korelace severních vápencových Alp, Západních Karpát a podloží Vídeňské pánve. *Zem. Plyn Nafta, 29, 2, 177 — 203.*

Korikovskij, S. P. — Cambel, B. — Miloš, J. — Janák, M. 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malých Karpát: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 437 — 462.*

Kröl, A. — Wessely, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefen-aufschluss in Wiener Becken. *Erdöl Erdgas — Z. (Wien), 89, 1, 400 — 413.*

Krs, M. — Roth, Z. 1979: The Insubric — Carpathian Tertiary block system: its origin and disintegration. *Zbor. Geol. carpath., 30, 1, 3 — 17.*

Kysela, J. 1982: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrtoch Závod 73, Závod 74, Závod 75. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Zoš., 51, 5 — 52.*

Maheľ, M. 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Zjazdový sprievodca. *Bratislava, GÚDŠ, 45 — 67.*

Maheľ, M. 1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehungen zwischen West-Karpaten und Ostalpen. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 106, 429 — 447.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II — Západní Karpaty, sv. 1. *Praha, ÚÚG, 1 — 495.*

Maheľ, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas. *Bratislava, GÚDŠ, UNESCO, Praha, Kartografia.*

Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Miner. slov., 10, 4, 289 — 309.*

Maheľ, M. 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. *Miner. slov., 11, 1, 1 — 20.*

Maheľ, M. 1979: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát, Tektonické profily Západných Karpát. *In: Kong., sympóziá, semináre. Bratislava, GÚDŠ, 105 — 128.*

Maheľ, M. 1980: Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi? *Miner. slov., 12, 2, 185 — 187.*

Maheľ, M. 1981a: Island character of Klippen Belt; Vahicum-continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. carpath., 32, 3, 293 — 305.*

Maheľ, M. 1981b: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Miner. slov., 13, 4, 289 — 306.*

Maheľ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten-Ostalpen-Position des Übergangs-Abschnittes — Deviner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 2, 131 — 149.*

Maheľ, M. 1983: Tektonická mapa Malých Karpát 1 : 100 000. *Manuskript — Geofond Bratislava, 106 p.*

Maheľ, M. — Cambel, B. 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. *1. vyd. Bratislava, GÚDŠ.*

Michalík, J. 1984: Some remarks on development and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty

Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 4, 489 — 504.*
Němec, F. — Kocák, A. 1976: Předneogenní podloží slovenské části Vídeňské pánve. *Miner. slov., 8, 6, 481 — 560.*
Plöchinger, B. 1960: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (N—Ö). *Verh. geol. Bundesanst. (Wien), 56 — 71.*
Polák, S. — Rak, D. 1982: O tzv. cajlanskom zlome v Malých Karpatoch. *Miner. slov., 14, 573 — 574.*
Prey, S. 1965: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluss an Exkursionen in die Westkarpaten. *Verh. geol. Bundesanst., 1 — 3, 69 — 107.*
Prey, S. 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. *Mitt. Österr. geol. Gesell., 69 (Wien), 1 — 25.*
Roth, Z. 1980: Západní Karpaty — terciérní struktura stř. Evropy. *Knih. Ústř. Úst. geol., 55.*
Salaj, J. — Began, A. 1963: Faciálny vývoj a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 30, 113 — 120.*
Salaj, J. — Began, A. 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians — Czechoslovakia). *Zitteliana (München), 10, 173 — 181.*
Samuel, O. — Salaj, J. — Began, A. 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 81 — 111.*
Tollmann, A. 1963: Ostalpensynthese. *Wien, 1 — 250.*
Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikums. *In: Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, Veda, 109 — 120.*
Tollmann, A. 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. *Wien, Franz Deuticke, 1 — 431.*
Tollmann, A. 1977: Geologie von Österreich. *Wien, Franz Deuticke, 1 — 745.*
Wachtel, G. — Wessely, G. 1981: Die Tiefbohrung Bendorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. Mit. 7 Abb. und 3 Taf. *Mitt. Österr. Geol. Gessel. (Wien), 137 — 166.*
Wessely, G. 1975: Rand und Untergund des Wiener Beckens-Verbindungen und Vergleiche. *Mitt. Geol. Gessel. (Wien), 66 — 67, 265 — 287.*
Zátopek, A. 1979: On Geodynamical Aspects of Geophysical Synthesis in Central Europe. *In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, 91 — 104.*

Malé Karpaty — súčasť prechodného segmentu medzi Karpatmi a Alpami; významné tektonické okno alpíd

Malé Karpaty sa ako okrajové pohorie susediace s Východnými Alpami vyznačujú prítomnosťou všetkých základných západokarpatských jednotiek. Každá jednotka však vykazuje celý rad obsahových i štruktúrnych odchýlok, ktoré sa z karpatského pohľadu javia ako špecifiká. Väčšina týchto osobitostí je dôsledkom priblíženia k stavbe Álp. Popri „miešaní sa", karpatských a alpských prvkov sa v stavbe Malých Karpát stretávame s fenoménmi, ktoré považujeme za charakteristické pre prechodný segment medzi Alpami a Karpatmi, za endemity tzv. Devínskych Karpát (Maheľ, 1983), geneticky podmienenými priečnym prelomom prepájajúcim Český a Maďarský masív. K takým endemitom treba priradiť i zdvih hlbokého podložia v Malých Karpatoch, výstup spodných štruktúrnych elementov tatrika, ktoré inde na povrch nevystupujú, a pravdepodobne i výstup penninika. V takom poňatí predstavuje malokarpatské tatrikum súčasť sústavy tektonických okien známych z východných okrajov Álp (obr. 1).

Pri takomto prístupe vystupuje do popredia rad dôležitých otázok, týkajúcich sa vzťahu Álp a Karpát, stavby podložia neogénu viedenskej panvy, ako aj perspektívnosti ložísk ropy a zemného plynu.

Rad závažných poznatkov sa získal pri riešení nasledujúcich problémov:

— alochtónnosť tatrika Malých Karpát s viacerými príkrovovými šupinami — protiklad predstavy o autochtónnom postavení kryštalinika Malých Karpát a jeho negatívnom vplyve na perspektívnosť ložísk živíc vo východnej časti viedenskej panvy,

— nehlboká pozícia (sčasti výstup) podložného penninika a zdvih autochtónneho podložia (Český masív), prípadne aj jeho mezozoického obalu,

— nadväznosť tylových častí krížňanského príkrovu (vysockej jednotky) na semmerin-

ský šupinový systém, ako aj nadväznosť čelových častí príkrovu prevrásnených manínskou jednotkou na frankenfelsko-lunzský šupinový systém včítane Kieselkalkzóny, ktoré sú v podloží viedenskej panvy nositeľmi viacerých ložísk prírodných živíc,

— prepojenie veterníckeho, havranického, jablonického príkrovu, ale i malokarpatských šupín čiernovážskeho a bielovážskeho typu na alpské príkrovy lunzskej a ötscherskej skupiny,

— včlenenie vrchnokriedovo-paleogénnych sekvencií Myjavskej pahorkatiny do stavby príkrovov (vyšší štruktúrny stupeň).

Pri riešení alochtónnosti malokarpatského kryštalinika a jeho vzťahu k alpským jednotkám sa stretávajú dve zdanlivo nezlučiteľné koncepcie. Na jednej strane sa prehlbujú poznatky, ktoré doteraz slúžili ako silné argumenty v prospech názoru o autochtónnosti malokarpatského kryštalinika. Je to periplutonická metamorfóza, a to i v bratislavskom a modranskom masíve, prítomnosť v podstate analogických, pre Malé Karpaty špecifických slabšie metamorfovaných staropaleozoických komplexov v oboch masívoch (Korikovskij — Cambel et al., 1985) a prejavy priečne orientovaných štruktúr (obr. 2). Na druhej strane sa ukazujú rozdiely vo veku bratislavských (388 ± 38 mil. r.) a modranských (347 ± 4 mil. r.; Cambel et al., 1977) granitoidov a v zložení oboch typov granitoidov. Odlišný je aj bezprostredný obal granitoidov. Bratislavské granitoidy sprevádza pararulový komplex analogický väčšine metamorfitov jadrových pohorí (pezinská sekvencia). Až v ich nadloží sú slabšie metamorfované komplexy (pernecká sekvencia, harmónske súvrstvie) analogické bezprostrednému obalu modranských granitoidov. Výraznejšie rozdiely sú i medzi slabšie metamorfovanými komplexmi v jednotlivých areáloch — telesách malokarpatského kryštalinika.

Zoradenie vekove približne rovnakých, ale metamorfne, štruktúrne i obsahovo odlišných sekvencií v bratislavskej tektonickej jednotke môže byť len dôsledkom hercýnskej tektoniky.

Aj sprievodné sekvencie obalového mezozoika (predtým považované za výviny malokarpatskej jednotky: devínsky, borinský, kadlubský a orešiansky; Maheľ, 1961; 1967) vykazujú také paleotektonické rozdiely jurských členov, že názor na ich alpínske tektonické zbl'íženie je oprávnený (obr. 3). Navyše každá zo sekvencií vytvára „obal" iného kryštalinika.

Devínska sekvencia s mocnejšími triasovými vápencami a dolomitmi a brekciovitými liasovými vápencami tvorí obal bratislavského telesa — bratislavský príkrov, sekvencia Kadlubek s tenkými plytkovodnými a svahovými členmi tvorí obal príkrovovej šupiny Baďurky, orešianska sekvencia s hlbšievodnými jurskými a spodnokriedovými členmi tvorí obal modranského príkrovu. Borinská sekvencia so svahovými litotypmi (borinské vápence, zlepence Somára), zvlášť špecifická v rámci tatrika, je nahrnutá v okrajovej časti kryštalinika. Nadväzuje na ňu flyšoidné liasové súvrstvie s väčšími i menšími olistolitmi (Plašienka) a marianske vrstvy s bridlicami. Mocný komplex vápnitých bridlíc a slieňovcov so šošovkami mangánových bridlíc je zrejme súčasťou najspodnejšieho príkrovu. Mocné masy marianskych vrstiev, pravdepodobne širšieho stratigrafického súvrstvia (vrchný lias — spodný malm?), rozložené v samostatnej okrajovej štruktúre v úseku Stupava — Lozorno, sú analogické známemu alpskému litotypu — Bünderschiefer — reprezentantovi penninika. Navyše i vrchný neokóm a alb sú vývinom blízke. Na základe toho predpokladáme, že okrajová štruktúra patrí k váhiku, ktoré je pokračovaním penninika do Západných Karpát (Maheľ, 1981). Zaujímavá je aj faciálna blízkosť marianskych vrstiev k posidoniovým vrstvám charakteristickým pre bradlové pásmo, naznačujúcim začiatok výraznejšej oceanizácie.

Rozloženie rozdielnych paleozoických i mezozoických sekvencií vedľa seba i nad sebou je zrejme výsledkom ich tektonického hercýnskeho a alpínskeho zbl'íženia. Alpínske tektonické procesy nezotreli hercýnske prvky asi vďaka plytšej pozícii. Nápadné sú odlišnosti hercýnskych štruktúrnych prvkov, prejavujúce sa tým, že v rulovom komplexe (perneckom) osi B vrás prebiehajú paralelne s priebehom hercýnskej metamorfnej bridličnatosti, t. j. v smere *SJ* — JV (Klukan, v tlači), a tým, že v slabšie metamorfovaných členoch kryštalinika s ojedinelými mikro a mezovrásami sa popri smeroch SZ — JV výraznejšie prejavujú i smery JZ — SV.

Prejavom alpínskych vrásnení je rozsiahla mylonitizácia v bratislavskom i modranskom telese, zvlášť výrazná na styku s mezozoickými členmi.

Výraznejšie uplatnenie staroalpínskych horizontálnych pohybov v malokarpatskom tatriku dokladajú (obr. 4, 5):

— ležaté vrásy budované mezozoickými sek-

venciami, ale aj paleozoickými členmi a granitoidmi; zvlášť výrazné v modranskom telese (Maheľ, 1979),

— násunová pozícia bratislavských granitoidov na borinských vápencoch a marianskych vrstvách pri západnom okraji bratislavského granitoidného telesa,

— alochtónna pozícia rúl a svorov bratislavského telesa preukázaná vrtmi pri jeho západnom okraji (Polák — Rak, 1981),

— výskyt mezozoických bázik s xenolitmi mezozoických vápencov uprostred metamorfného plášťa kryhy Baďurky (Hovorka — Spišiak, 1983),

— nové gravimetrické mapy a profily, podľa ktorých granitoidy v bratislavskom „masíve" nesiahajú hlbšie ako 1000 m (Bárta, 1985),

— seizmický hlbinný profil naprieč bratislavským masívom na spojnici Lozorno — Jur pri Bratislave s násunovou plochou granitoidov v hĺbke 1500 — 2000 m (Tomek, ústna informácia).

Viaceré osobitosti (v rámci tatrika) malokarpatského kryštalinika sú nesporne znakmi priblíženia k unterostalpinu, sčasti k penninu. Pri porovnávaní podstatnej časti malokarpatského tatrika s alpskými jednotkami (Maheľ, 1980, 1981a, 1983) treba však mať na zreteli tieto základné znaky tatrika platné v Malých Karpatoch:

— pestrejší a kompletnejší vývin mezozoických sekvencií od spodného triasu po spodný cenoman s dvoma výraznými, paleotektonicky odlišnými typmi — na severe hlbokovodným a na juhu plytkovodným,

— v kryštaliniku podstatne väčší podiel granitoidných más, ktoré majú tendenciu vytvárať samostatné príkrovové šupiny,

— zachovanie predalpínskych štruktúr, menej výraznú penetratívnu alpínsku tektonizáciu viazanú hlavne na presunové línie.

V krížňanskom príkrove Malých Karpát je popri rozsiahlom zastúpení vysockej jednotky pozoruhodné priestorové rozloženie vysockého a zliechovského dielového príkrovu (obr. 6, 7, 8, 9).

Vysocký príkrov je rozložený v tylovej časti príkrovu v Pezinských Karpatoch. Jeho zošupinovatené digitácie (digitácia Prístodolku a digitácia Vývratu), tak ako inde v Západných Karpatoch základové digitácie krížňanského príkrovu, tvoria mocné triasové vápencovo-dolomitické komplexy, karpatský keuper a fatranské súvrstvie. Vysocký príkrov so svojimi základovými digitáciami nadväzuje na semmerinský šupinový systém, čo svedčí skôr v prospech názoru o príslušnosti týchto šupín k mittelostalpinu ako k unterostalpinu (Tollmann, 1963, 1967).

Krížňanský príkrov zliechovského typu, rozložený hlavne v čelovej časti príkrovu (pred čelami chočského príkrovu), je prevrásnený sprievodným manínskym príkrovom bošáckeho vývinu. Frankenfelský príkrov s okrajovou čelovou šupinou známou ako „Kieselkalkzone" je ich západným pokračovaním.

„Kieselkalkzóna", považovaná za okrajovú šupinu frankenfelského príkrovu, sa ani obsahovo, ani štruktúrne, ani priestorovým postavením nelíši od manínskeho príkrovu (bošácky vývin). A to považujeme za ďalší znak štruktúrnej i genetickej previazanosti manínskeho a krížňanského príkrovu.

Znakom priblíženia k Alpám je, že do čelovej časti krížňanského príkrovu sa dostávajú staršie členy, hlavne dolomity, ktoré sprevádzajú zliechovský sled v podloží neogénu viedenskej panvy. Ťažko ich však možno odlíšiť od dolomitových más čiernovážskej sekvencie.

Dávno známe osobitosti v stavbe príkrovov vyšších ako krížňanský v Malých Karpatoch, vyjadrené i osobitnými názvami (veternický, havranický, jablonický), sú dôsledkom priberania niektorých alpských znakov (väčší podiel wettersteinských vápencov aj v chočskom príkrove, ako aj postupný prechod z karpatského do alpského modelu stavby — priestorové rozmiestnenie jednotiek). Typické karpatské jednotky bielovážska a čiernovážska v tylovej časti chočského príkrovu nevystupujú, ale podľa alpského modelu sú nakopené v čelovej časti prekrytej neogénom viedenskej panvy. Tylovú časť chočského príkrovu zastupuje veternícka jednotka „zmiešaného" typu s reiflinskými, ale i wettersteinskými vápencami. Ona vytvára najmohutnejší element v nadloží melafýrovej série (typický karpatský znak; obr. 10). Pre neogénne podložie viedenskej panvy nie je typické vykliňovanie alpských a nasadzovanie karpatských jednotiek (Jiříček, 1981), ale vzájomné prepojovanie geometrických telies s postupnou prestavbou alpského a karpatského plánu s postupným premiestňovaním jednotiek z pozície vedľa seba (alpský model) do pozície nad sebou (karpatský model).

I keď v postavení vrchnokriedovo-paleogénnych komplexov Myjavskej pahorkatiny ostáva vyriešiť veľa zásadných otázok, pre nový pohľad na vzťah Álp a Karpát považujeme

za východiskové dva poznatky: Vrchnokriedovo-paleogénnu sekvenciu, označovanú ako vývin, resp. brezovskú sekvenciu, nepovažujeme ani za neskorotektonický člen, ani za pokračovanie gieshübelskej štruktúry. Predstavuje vyššiu štruktúrnu etáž v nadloží jablonického, v severnej časti azda i chočského príkrovu bielovážskeho typu, presunutú cez vrchnokriedovo-paleogénny komplex jednotky Surovín. Táto sekvencia s neprerušeným vrchnokriedovo-eocénnym sledom (Began — Salaj, 1983) sprevádza v podloží vztýčené štruktúry krížňanského príkrovu (spolu s manínskym) i príkrovu chočského čiernovážskeho a bielovážskeho typu. Vnútornejšie časti sekvencie Surovín, prekryté plochejšími štruktúrami jablonického príkrovu, by mohli byť ekvivalentom gieshübelskej priehlbne (obr. 11, 12).

Poznatky širšieho významu

1. Vystupovanie litologicky, metamorfne i štruktúrne odlišných paleozoických sledov, vekove viac-menej synchrónnych v tej istej alpínskej tektonickej jednotke (bratislavský príkrov), je dôsledkom ich tektonického zjednotenia neohercýnskymi presunmi. Hercýnske príkrovy mali význačnú úlohu nielen v stavbe malokarpatského, ale i v značnej časti tatrického kryštalinika Západných Karpát. Predalpínske príkrovy však zastiera alpínska tektonika, ale tiež hercýnska metamorfóza mladšia ako hlavná hercýnska tektogenéza.

2. V rámci Západných Karpát anomálna skladba malokarpatského tatrika (hojnosť paleozoických sekvencií a osobitné typy mezozoických sekvencií) vyplýva i z výstupu jeho najspodnejších jednotiek pri severozápadnom okraji sústavy tektonických okien, rozložených v prechodnom segmente medzi Alpami a Karpatmi. Pritom sa jedná o čelové časti v podloží neogénu Podunajskej nížiny hlbšie zakorenených príkrovových jednotiek. S obdobnou stavbou treba počítať i v hlbších etážach ostatných, hlavne severných jadrových pohorí.

3. Mezoalpínske vrásnenie postihlo celé Malé Karpaty a Myjavskú pahorkatinu. Pritom karpatské tektonické jednotky priestorove nadviazali na alpské. Vykliňovanie niektorých jednotiek na prechode z Álp do Karpát, napr. Grauvackenzóna na alpskej, príp. telesá melafýrovej série na karpatskej strane, je pozdĺž alpsko-karpatskej sústavy bežným javom, zvlášť častým na prechode z jedného segmentu alpíd do druhého.

4. V Malých Karpatoch, ale i v celom prechodnom segmente medzi Alpami a Karpatmi (i pri východnom okraji Álp) sa laterálne posuny, výraznejšie než kdekoľvek inde, prejavujú:

— v zmene východoalpského smeru štruktúr (smer Z — V) na západokarpatský (JZ — SV) a v penniniku rechnitského tektonického okna dokonca v uplatnení sa štruktúr smeru S — J (Pahr, 1977).

— v ohybe západného okraja jurských členov platformného obalu do smeru SV — JZ (Wessely, 1975),

— v hojnosti zlomových zón smeru S — J v Malých Karpatoch s viacerými lokálnymi posunmi 1 — 5 km (obr. 2 a 13).

5. Vzájomný prechod z karpatského stavebného plánu do alpského sa v Malých Karpatoch prejavuje:

— obsahovo — nárastom wettersteinských vápencov; typickým reprezentantom prechodného typu je veternícky čiastkový príkrov, ktorý predstavuje južnú časť kmeňového chočského príkrovu, ako aj nárastom vrchnokriedových sekvencií a v kryštaliniku nárastom slabšie metamorfovaných metamorfitov;

— štruktúrne — preskupovaním jednotiek s postupným prechodom z pozície vedľa seba (podľa alpského modelu) do pozície nad sebou — charakteristickej pre karpatský model. Sprevádzanie chočského príkrovu melafýrovou sériou rozloženou len pri vnútornom okraji, prítomnosť triasových členov v pričelovej a čelovej časti krížňanského príkrovu a vystúpenie spodnejších jednotiek chočského príkrovu (čiernovážskej ?, bielovážskej) v čelovej a pričelovej časti príkrovu je príkladom alpského modelu. Vystupovanie nižších príkrovov v podloží a v zázemí vyšších (krížňanského ako celku v pomere k vyšším) je príkladom karpatského plánu.

6. Štruktúrna a genetická zviazanosť manínskeho príkrovu s krížňanským, v Bielych Karpatoch ďaleko užšia ako na Považí, sa zvlášť výrazne prejavuje v podloží neogénu viedenskej panvy a hlavne pri východnom okraji Álp. V podloží viedenskej panvy sú obidva príkrovy spolu s čelovou časťou chočského príkrovu súčasťou pribradlovej šupinovej zóny. Vo východnej časti Severných Vápencových Álp vytvára tzv. Kieselkalkzóna — analóg manínskej jednotky (jej juhozápadný cíp) — okrajovú šupinu frankenfelského príkrovu.

7. Povrchnokriedové až poeocénne horizontálne presuny väčšieho rozsahu, inde v centrálnych Karpatoch spájané len s pribradlovou zónou, postihujú pravdepodobne celé Malé Karpaty.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Milan Lehotský: **Potenciál krajiny, jeho hodnotenie a funkčné štruktúry** (Bratislava 13. 11. 1986)

Pri riešení funkčnej delimitácie krajiny ako alternatívneho návrhu na racionálne využívanie zdrojov krajiny vychádzame z teoreticko-metodologických princípov krajinných syntéz. K diagnóze prírodných krajinných typov sme dospeli fyzickogeografickou typizáciou. Súčasné štruktúry krajiny sme identifikovali na základe fyziognomických, funkčných a produkčných kritérií. Analýzou organizácie prírodných i súčasných štruktúr krajiny odhaľujeme jednu z kľúčových vlastností krajiny — jej stabilitu. Pri určovaní hodnôt potenciálov krajiny vychádzame z balového hodnotenia relevantných vlastností krajiny pre 11 funkcií, a to komunikácie, urbanizáciu, ornú pôdu, lúky a pasienky, sady a vinice, produkciu dubovej, bukovej a smrekovej drevnej biomasy, cestovný ruch, ochranu krajiny, vodné hospodárstvo na báze povrchovej a podzemnej vody. Hodnoty parciálnych potenciálov sme analyzovali na základe znášania sa a možnosti koexistencie uvedených funkcií na tope. Výsledok je určenie stupňa záujmu potenciálnych funkcií.

Na základe uvedených analýz, zohľadňujúc všeobecné modely a princípy lokalizácie funkcií, dospievame k priestorovej funkčnej organizácii krajiny, ktorá predstavuje model — vektor potenciálneho a racionálneho využívania každej jednotky krajinného typu. Súčasne na nich identifikujeme mono, dvoj, troj až polyfunkčné využívanie s určením dominantnej funkcie a stupňa stretu záujmu potenciálne uvažovaných funkcií. Na záver vypracovávame prognózy na alternatívne formovanie funkčných štruktúr a poukazujeme na možnosť využitia výsledkov takto nasmerovaného výskumu v plánovacej praxi.

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 29 — 44*

Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v štôlni PVE Ipeľ

RUDOLF ONDRÁŠIK*, DUŠAN HOVORKA**, ANTON MATEJČEK***

* Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava
** Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava
*** IGHP, n. p., Rajecká cesta, 010 51 Žilina

Doručené 25. 3. 1986

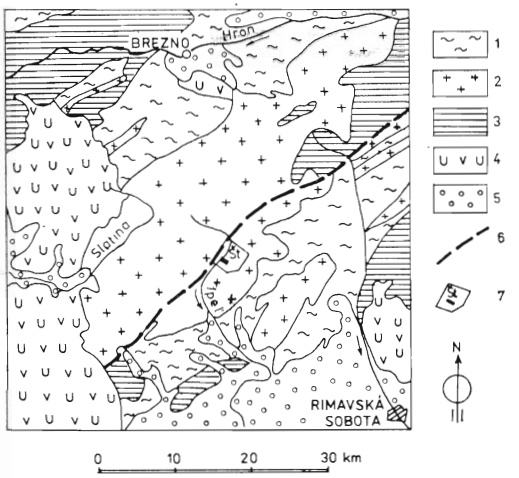
Воздействия муранско-дивинской зоны нарушений в породах вепорического кристалиника штолни ГЭС Ипель (Средняя Словакия)

В предложеной работе приведены результаты изучения пород и дизъюнктивных нарушений вепорического кристалиника в штолне длиною более одного километра. Штолня пройдена для перекачивания вод для ГЭС Ипель в Средней Словакии. V разведочной штолне были вычленены две основные зоны. Зона бластомилонитов от устья до 180 м. штолни, которая принадлежит т. н. региональной муранско-дивинской линии разломов. Вторая зона, зона мигматитов анатектического происхождения, вычленена в промежутке от 180 м. до забоя штолни.

Manifestations of the Muráň — Divín fault zone in the Ipeľ water plant adit, the Veporide crystalline (West Carpathians)

There are results of rock and disjunction tectonic investigation of the Veporide crystalline obtained from the adit for the Ipeľ pumped storage plant in Middle Slovakia in the submitted article. Two principal zones were separated in this adit. There is a zone of blastomylonites stretching from the adit collar to the distance of 180 m, which belongs to the so called Muráň — Divín regional fault line. There is a zone of anatectic migmatites stretching from the distance of 180 m to the mine face.

V súlade s koncepciou výstavby hydroenergetických zariadení v SSR vykonal Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina v rokoch 1979 — 1985 predbežný inžinierskogeologický prieskum vytypovanej lokality prečerpávacej vodnej elektrárne Ipeľ (Matejček et al., 1985). V rámci prieskumu sa vyrazila i 1070 m dlhá prieskumná štôlňa so smernými rozrážkami s celkovou dĺžkou 431 m na severovýchodnom okraji obce Ipeľský Potok, 8 km severne od Málinca (obr. 1). V úvodnej časti prechádza okrajom muránsko-divínskej poruchovej zóny. Prieskumná



Obr. 1. Schéma geologickej stavby širšieho okolia prieskumnej štôlne PVE Ipeľ podľa geologickej mapy ČSSR 1 : 500 000 (Fusán et al., 1967). 1 — predkarbónske kryštalické bridlice, 2 — paleozoické granitoidy, 3 — sedimentárne komplexy mezozoika, 4 — andezitové neovulkanity, 5 — neogénne sedimentárne komplexy, 6 — muránsko-divínska zlomová línia, 7 — oblasť prieskumu s vyznačením prieskumnej štôlne

Fig. 1. Schematic geological structure of the adit for the Ipeľ pumped storage plant surroundings, according to the geological map of the ČSSR 1 : 500,000 (Fusán et al., 1967). 1 — pre-Carboniferous schists, 2 — Paleozoic granitoides, 3 — Mesozoic sedimentary complexes, 4 — andesite neovolcanites, 5 — Neogene sedimentary complexes, 6 — the Muráň — Divín fault zone, 7 — investigated area with marked adit

štôlňa spolu s prieskumnými vrtmi a šachticami poskytli množstvo cenného dokumentačného materiálu o horninách, prejavoch tektoniky, výplni disjunktívnych zón a pod.

Prehľad geologickej stavby územia

Horný tok Ipľa pretína horninové sekvencie kráľovohoľského a kohútskeho pásma veporika. Na severozápad od muránsko-divínskej poruchovej zóny vystupujú rôzne typy granitoidov pásma Kráľovej hole. V pásme kohútskeho kryštalinika priľahlom k uvedenej zóne na juhovýchode sú prítomné najmä migmatity. Dobové zistenia o horninovej náplni kohútskej zóny veporika a predstavy o jej vzťahu k ostatným čiastkovým jednotkám veporika naposledy sformuloval Kamenický (in Maheľ et al., 1967). Po zostavení generálnych geologických máp mierky 1 : 200 000 (v tomto prípade ide o list Zvolen; Kuthan et al., 1963) sa v kohútskom pásme veporika nanovo spracovali len menšie územia (Klinec, 1976) či čiastkové problémy (Kamenický, 1982; Planderová — Miko, 1977; Bezák — Planderová, 1981; Vrána, 1966; Krist, 1979; Šengelia et al., 1978; Planderová, 1984; Vozárová — Vozár, 1982; Vozárová — Kriština, 1985 a iní). Z porovnávania názorov autorov vyplýva, že v minulosti sformulované zovšeobecňujúce názory o petrológii kohútskeho, resp. celého veporického kryštalinika stále platia, nejednotnosť v názoroch na stratigrafiu predvrchnokarbónskych metamorfovaných komplexov pretrváva, neskoro až postkinematické masívy granitoidov sa považujú prevažne za variské atď. Všetky uvedené, zatiaľ nejednoznačne riešené čiastkové problémy sú však stále aktuálne pre celé západokarpatské kryštalinikum.

V jednotnom dobovom vyjadrení geologickej stavby územia v generálnej geologickej mape 1 : 200 000 (list Zvolen; Hovorka in Kuthan et al., 1963) sú znázornené biotitické granodiority až kremenité diority s prechodmi do syntektonických porfyrovitých granitov (juhovýchodne od muránsko-divínskej zóny) a biotitický granodiorit až kremenitý diorit (sihlianský typ) na severovýchod od daného tektonického deliaceho elementu.

Problematiky geologickej stavby územia plánovanej výstavby PVE Ipeľ, resp. jeho horninovej náplne sa z ostatných rokov priamo dotýka práca Krista (1979) a správa Lukáčika a Mika (1979), vypracovaná pre potreby následne realizovaného predbežného inžinierskogeologického prieskumu. Krist (l. c.) študoval najmä chemické zloženie (obsah kysličníkov hlavných prvkov) základných typov granitoidov va-

riskej provincie veporika. Okrem už skôr charakterizovaných typov („sihliansky granodiorit", „veporský typ granitu") definoval „granit až granodiorit typu Ipeľ", pre ktorý sú podľa neho charakteristické porfyrické výrastlice ružových draselných živcov veľkosti okolo 1 cm, miestami až 3 cm. Matrix granitov je strednozrnný, tvorí ho kremeň, živce a biotit. V granite sú prítomné uzavreniny biotitických pararúl. V procesoch alpínskej deformácie došlo k jeho slabej až stredne intenzívnej kataklázе, pričom pri tektonickom prepracovaní vznikli okaté mylonity.

Širšie územie výstavby PVE zmapovali v mierke 1 : 25 000 a v mierke 1 : 10 000 Lukáčik — Miko (1979). Konštatovali, že územie tvoria rôzne typy granodioritov (usmernený hybridný granodiorit až kremenitý diorit na juhovýchod od údolia Ipľa) a biotitický granodiorit až kremenitý diorit na severozápad od Ipľa. V mapách vyznačili systém disjunktívnych porúch smeru SZ — JV, vyvinutých najmä vo východnom svahu doliny Ipľa. I napriek tomu, že autori uvedených máp migmatity v danej oblasti neuviedli, predsa granitoidy na juhovýchod od daného poruchového pásma chápali ako „synkinematické granity, ktoré vznikli migmatitizáciou a granitizáciou superkrustálnych sérií". Podhodnotenie povrchového plošného rozšírenia migmatitov podmieňuje prevaha nebulitických migmatitov až migmatitických granitov, ktorých rozpad v nedokonale odkrytom teréne umožňuje predpokladať prítomnosť granitov.

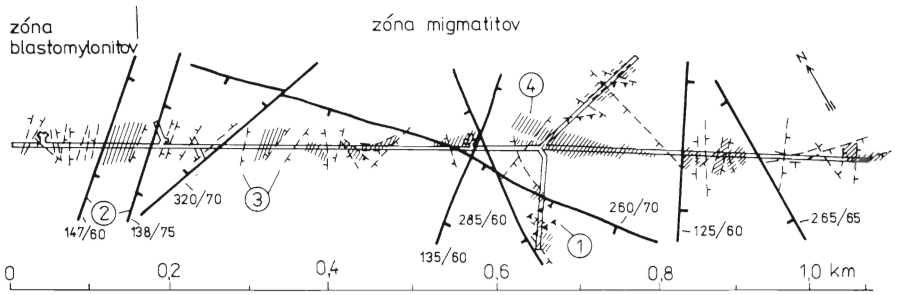
Determinujúcim tektonickým fenoménom, ktorý podmieňuje povahu geologickej stavby diskutovaného územia, je muránsko-divínska poruchová zóna. Jej prvoradý význam zdôraznil Zoubek (1957), ktorý ju pomenoval ako „muránsku líniu" a charakterizoval ju ako deliaci lineament medzi pásmom Kohúta a pásmom Kráľovej hole veporika. Neskôr ju Máška — Zoubek (in Buday et al., 1961) označili za „muránsko-divínsku poruchu", pričom jej (spolu s ostatnými tektonickými poruchami vo veporiku a tatriku) prisudzovali staré založenie a zložitý vývoj. Podľa nich má táto porucha povahu prešmykovej plochy (resp. zóny) strmého až stredného úklonu. Celý dĺžkový priebeh danej zóny bol po prvý raz vyznačený až v mape 1 : 200 000 (list Zvolen; Hovorka in Kuthan et al., 1963). Význam muránsko-divínskej poruchovej zóny zdôrazňuje aj názor (Máška — Zoubek in Buday et al., 1961; Kamenický in Maheľ et al., 1967), že táto poruchová zóna vytvára aj severné (resp. severozápadné) ohraničenie mladoproterozoickej kokavskej skupiny (v dobovom označení „série") od strednoproterozoickej jarabskej skupiny či série vystupujúcej v externejších zónach veporika a v tatriku.

Horninová problematika štôlne

Prieskumná štôlňa razená do východného svahu hornej časti doliny Ipľa (obr. 1) je celá situovaná v horninách predkarbónskeho kryštalinika veporika. Smerom od ústia k čelbe prerazila dve základné skupiny metamorfitov (obr. 2): zónu blastomylonitov (ktorá indikuje muránsko-divínsku zónu) a zónu migmatitov.

V rámci týchto zón však možno súčasne pozorovať pestrú škálu rôznych horninových typov, ktorých vzájomné priestorové rozmiestnenie je veľmi variabilné. V uvedených základných sekvenciách sú prítomné tiež aj podradnejšie polohy hornín druhej základnej skupiny (t. j. migmatitov v zóne blastomylonitov a opačne).

Zóna blastomylonitov (zóna muránsko-divínskej zlomovej poruchy s. l.). Má niekoľkostometrovú šírku. Ako základný horninový typ v nej prevládajú blastomylonity porušené mladšími niekoľkometrovými drvenými zónami, tektonické brekcie a tektonické íly. Vyskytujú sa polohy len nevýrazne premenených hornín (prevažne migmatitov). V štôlni



Obr. 2. Situácia prieskumnej štôlne pre PVE Ipeľ s rozrážkami. 1 — mylonitické bridlice s kremennými žilami mocnosti niekoľkých dm, 2 — výrazné zlomové poruchy niekoľkometrovej mocnosti, sledovateľné i na povrchu, 3 — tektonické brekcie a íly mocnosti niekoľkých dm až m, 4 — polohy pararúl

Fig. 2. Situation of the adit for the Ipeľ pumped storage plant and its cross cuts. 1 — mylonite schists with quartz veins thick several decimeters, 2 — striking fault zones with a thickness of several metres, which can be followed at the surface, 3 — cracked zones to gouges with a thickness from several decimeters to several meters, 4 — beds of paragneisses

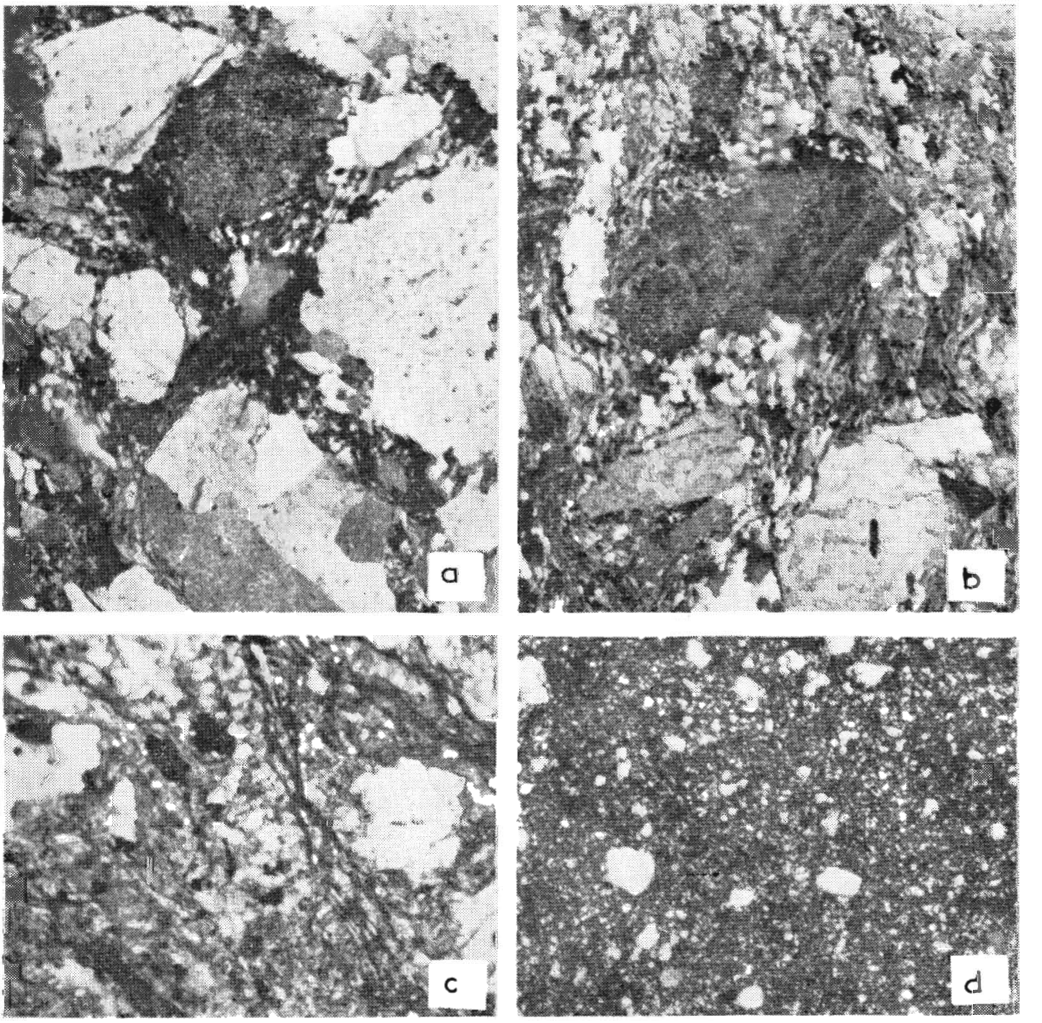
vyčleňujeme muránsko-divínsku zónu od ústia do vzdialenosti 180 m. Procesy blastomylonitizácie sa dali pozorovať aj v ďalšom profile štôlne, pričom ich intenzita smerom k čelbe pozvoľne vyznieva (makroskopické i mikroskopické prejavy).

Základným typom blastomylonitov sú blastomylonity „hlbinnej fácie"*. Ide o makroskopicky masívne, len zriedkavo i nevýrazne prednostne usmernené, jemno až strednozrnné horninové typy. Majú prevažne výrazne porfyroblastickú štruktúru podmienenú prítomnosťou porfyroblastov (prevažne idioblastického tabuľkovitého obmedzenia) ružových draselných živcov. Ružové K živce majú miestami tendenciu tvoriť porfyroblasty do 3 cm, v profile štôlne sa ojedinele zistili až 5 cm tabuľky K živca. Charakteristická je celkove nehomogénna distribúcia živcových porfyroblastov (obr. 3b, c, d). Porfyroblasty obsahujú miestami poikiloblastické uzatvoreniny minerálov matrixu. Charakteristická je postkinematická blastéza ružových K živcov v matrixe blastomylonitov; len veľmi sporadicky sa pozorovali tektonicky postihnuté K živcové porfyroblasty. Jednotlivé štádiá vytvárania blastomylonitov dokumentujú obr. 3a, b, c, d.

Tieto horniny boli pravdepodobne typom, ktorý Krist (1979) pomenoval „porfyrický granit až granodiorit s ružovými porfyrickými živcami (typ „Ipeľ"). Svojimi makroskopickými i mikroskopickými charakteristikami v podstate zodpovedajú „deformačno-rekryštalizačnému" typu metagranitov veporika (D-R typ 3 — 4), ktorý vyčlenil Vrána (1966).

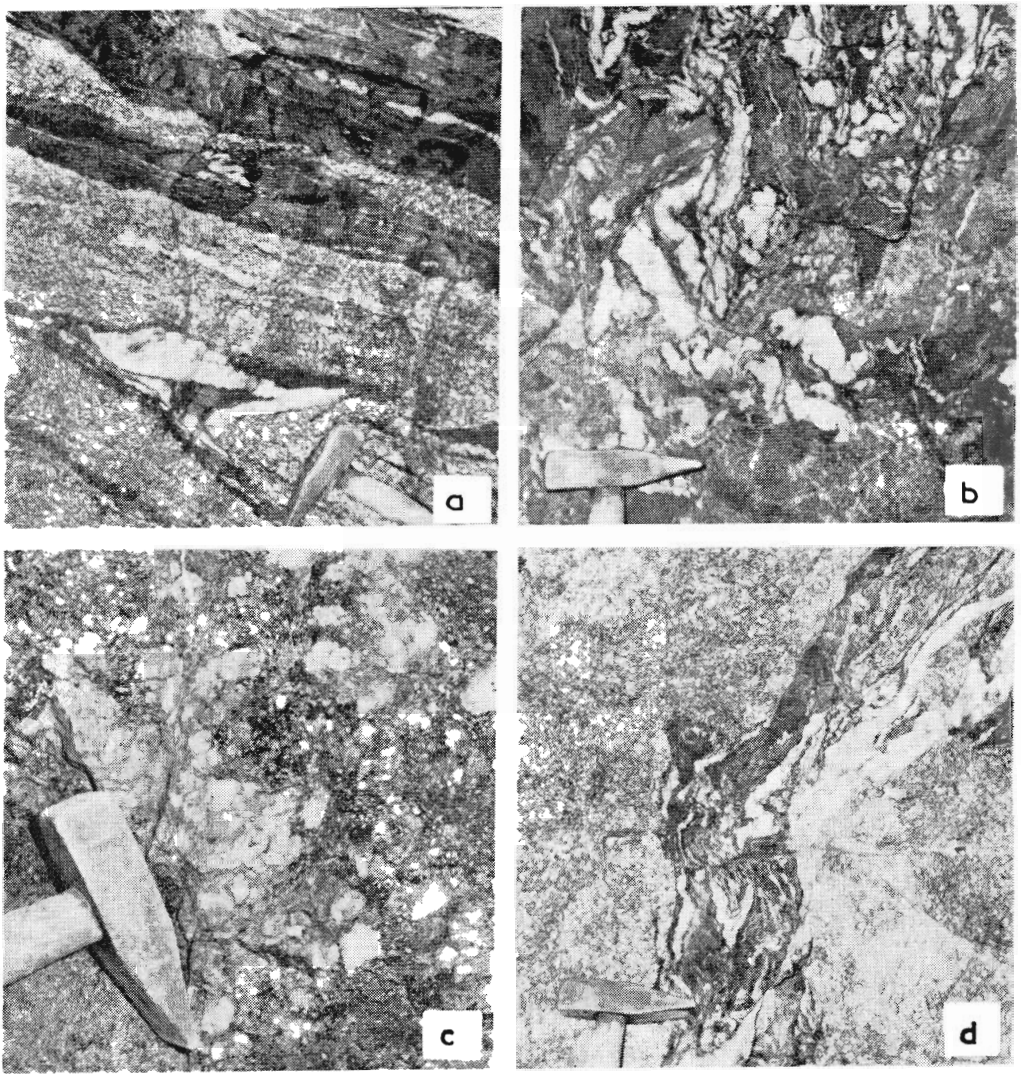
Protolitom blastomylonitov uvedeného typu boli pravdepodobne migmatity rôznych textúrnych typov, do ktorých blastomylonity mnohonásobne pozvoľne prechádzajú. Pritom pre migmatity sú vždy charakteristické biele živce.

* Blastomylonitmi „hlbinnej fácie" označujeme v súlade so súčasnými škandinávskymi autormi také typy blastomylonitov, v ktorých má hornina i napriek výraznej blastickej rekryštalizácii len nevýrazne usmernený, prevažne až masívny charakter. Blastická kryštalizácia sa uskutočňovala bez podstatného uplatnenia jednosmerných pohybov v hlbších častiach blokov kryštalických (eruptívnych a metamorfovaných) hornín.



Obr. 3. a — Počiatočné štádium kakiritizácie migmatitu. Prejavuje sa drvením na styku zŕn kremeňov a živcov. Zväčš. 11x, × pol; b — Intenzívnejšie štádium kakiritizácie s uplatnením procesov blastomylonitizačnej rekryštalizácie. Rozpad zŕn kremeňa a živcov na drobnozrnný agregát. Zväčš. 11x, × pol; c — Zaoblovanie zŕn kremeňa a živcov pri kakiritizácii. Súčasne dochádza k blastomylonitickej rekryštalizácii matrixu horniny. Zväčš. 30x, × pol; d — Masívna tektonická brekcia — pseudotachylit s drobnými reliktnými zrnami kremeňa. Zväčš. 48x, × pol.

Fig. 3. a — Initial stage of migmatite kakiritization, it is manifested by grinding of quartz and feldspar grains at their contacts, magn. x11, crossed nicols; b — more intensive stage of kakiritization with processes of blastomylonite recrystallization, desintegration of quartz and feldspar grains into fine grained aggregate, magn. x11, crossed nicols; c — rounding of quartz and feldspar grains respectively during kakiritization, blastomylonitic recrystallization of rock matrix occurs as well, magn. x30, crossed nicols; d — cracked zone — pseudotachylite with small relicts of quartz grains. Magn. x48, crossed nicols



Obr. 4. a — Zvrásnený páskovano-lavicovitý typ migmatitu s lokálnymi konformnými šošovkami kremeňa, resp. kremeňa ± živca (v zámkoch vrás); b — Nehomogénny prevažne ptygmatitický migmatit; c — Zóna s intenzívnou blastézou živcov (± kremeň) v nehomogénnom migmatitickom granite; d — Poloha intenzívne zvrásnených migmatitizovaných pararúl až arteritických migmatitov v migmatitických granitoch

Fig. 4. a — Folded banded-banking type of migmatite with local conformable lenticles of quartz ± feldspar (in hinges of folds); b — inhomogenous, mainly ptygmatic migmatites; c — the zone with intensive blasting of feldspars (± quartz) in inhomogeneous migmatitic granite; d — the bed of intensively folded migmatized paragneisses to arteritic migmatites in migmatitic granite

Uvedené horninové typy sme zaradili do skupiny blastomylonitov „hlbinnej fácie" s. l. podľa týchto kritérií:

— výrazne nehomogénna distribúcia ružových porfyroblastov K živcov, pričom sa nezistilo, žeby boli prenikali do blastomylonitizáciou postihnutých hornín okolia,

— vystupovanie hornín tohto, resp. veľmi blízkeho typu prakticky v celej dĺžke muránsko-divínskeho poruchového pásma,

— postupne výrazne klesajúca intenzita deformačno-rekryštalizačných účinkov (klesajúci obsah ružových K živcov so vzďaľovaním sa od diskutovanej poruchovej zóny),

— v profile štôlne pozorovateľné mnohonásobné prechody blastomylonitov s ružovými K živcami do migmatitov s bielymi živcami,

— v celom profile štôlne sa nezistili pegmatity, resp. aplity s ružovými K živcami, ktoré by v prípade existencie taveniny granitového zloženia boli museli vzniknúť v okrajovej časti granitového masívu, resp. v horninách jeho plášťa,

— výrazne posttektonický (naložený) vznik porfyroblastov ružových K živcov,

— negranitická (metamorfná) štruktúra matrixu blastomylonitov.

V pásme blastomylonitov sú vo veľkom rozsahu prítomné aj neostro až ostro ohraničené zóny prevažne strmého až vertikálneho založenia, na ktorých vystupujú najmä tektonické brekcie a íly (žulová drvina) s rôznym podielom chloritu, illitu, montmorillonitu a i. (Bližšie sú opísané v časti o disjunktívnej tektonike).

Zóna migmatitov. V rámci profilu migmatitov (najmä v úseku od 600 m po čelbu štôlne) sa dajú vyčleniť konkrétne horninové typy, ktorých zastúpenie v rôznych dĺžkových úsekoch štôlne je výrazne premenlivé. V zóne migmatitov sú tieto základné horninové typy:

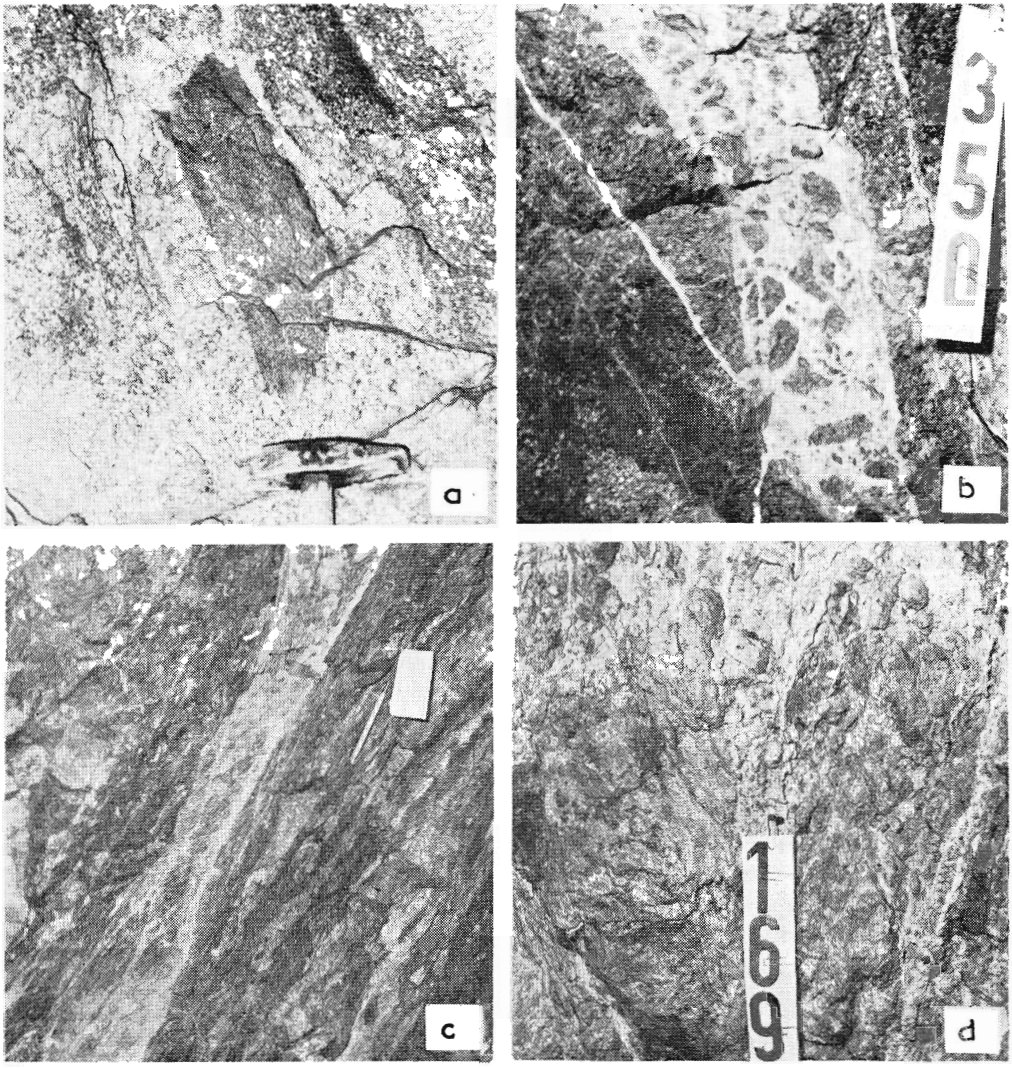
a) *Biotitické až dvojsľudné plagioklasové pararuly.* Sú jemnozrnné, prevažne výrazne bridličnaté horniny s tenkodoštičkovitou planparalelnou odlučnosťou. Na niekoľkých miestach sa zistili typy s porfyroblastmi granátov (granaticko-biotitické plagioklasové pararuly). Granáty sú však tektonicky vyvalcované a chloritizované. Pararuly v migmatitovom komplexe tvoria: samostatné telesá s mocnosťou niekoľkých metrov (ojedinele až prvých desiatok metrov), ktoré vystupujú v rôznych typoch migmatitov, a polohy centimetrových až decimetrových rozmerov, ktoré predstavujú restity nepostihnuté migmatitizáciou.

Ako samostatný faciálny typ, a to najčastejšie len centimetrových rozmerov, možno v rámci biotitických plagioklasových pararúl vyčleniť melanokratné (bohaté na biotit) až anchimonominerálne šlíry v nebulitických migmatitoch až migmatitických granitoch. Tieto biotitické šlíry sa vyznačujú výraznou planparalelnou stavbou (na rozdiel od často skoro masívnej stavby „hostiteľskej" horniny). Predstavujú restity pôvodných paralúl, z ktorých sa odtavil kremeňovo-živcový anatektický mobilizát.

b) *Rôzne typy migmatitov.* Pre celú migmatitovú zónu štôlne PVE Ipeľ je charakteristické mnohonásobné striedanie rôznych typov migmatitov. Najčastejšie sú páskované, oftalmitické, nebulitické, kombinované oftalmiticko-páskované, lokálne aj agmatitické, ptygmatitické a iné typy. Uvedené základné typy migmatitov sa striedajú v decimetrových až niekoľkometrových polohách. Substrátom migmatitov podľa zachovaných šlírov boli strednozrnné biotitické až dvojsľudné plagioklasové pararuly, len lokálne aj granatické pararuly. Základné textúrne typy migmatitov sú dokumentované na obr. 4a, b, c, d, 5a.

Pre migmatity študovaného profilu sú charakteristické tieto znaky: v páskovaných typoch migmatitov pozorovať tak prevahu substrátu (melanosómu), ako aj prevahu metatektu (leukosómu); v páskovaných typoch ojedinele aj na obvode okatých segregátov (oftalmos) pozorovať tmavý lem s mocnosťou 2 — 4 mm; svetlé polohy (leukosóm) páskovaných typov majú smernú dĺžku spravidla niekoľko desiatok centimetrov, len ojedinele 1 m; ohraničenie svetlých páskov oproti tmavým polohám je ostré, bez pozorovateľných pozvoľných prechodov; veľmi častým textúrnym typom migmatitov je typ s plochými šošovkami leukosómu; minerálne fázy leukosómu, a to pásko-

vaného, resp. izometrického vystupovania majú vždy všesmernú orientáciu; leukosóm sa skladá z kremeňa, plagioklasu, v menšej miere aj z draselného živca (bielej farby); celkove smerom k zóne blastomylonitov (porfyrickým granitom, resp. granodioritom; Krist, 1979) nepozorovať narastanie objemu leukosómu v migmatitoch; leukosóm zložením zodpovedá zloženiu diskordantných žíl (0,3 — 1 m) aplitických granitov s nízkym obsahom muskovitu.



Obr 5. a — „Septá" biotitických pararúl dm rozmerov v nehomogénnom migmatitickom granite; b — Tektonická brekcia v žilnom kremeni 350 m od ústia štôlne; c — Tektonický íl (svetlá zóna v strede obrázku) v mylonitických bridliciach; d — Tektonická brekcia v zóne blastomylonitov 169 m od ústia štôlne

Fig. 5. a — „Septa" of biotite paragneisses of decimeter size in inhomogeneous migmatitic granite; b — tectonic breccia in vein quartz, 350 m from the adit collar; c — gouges (a light zone in the middle of the picture) in mylonitic schists; d — tectonic breccia in the zone of blastomylonites, 169 m from the adit collar

c) *Nebulitické (migmatitické) granity.* V komplexe migmatitov prevládajú niekoľkometrové konformné, ojedinele aj diskordantné telesá (polohy) nebulitických migmatitov až migmatitických granitov s vysokým podielom biotitických šlírov, resp. šlírov substrátu výrazne melanokratného typu. Ich obmedzenie oproti obklopujúcej hostiteľskej hornine je pozvoľné. V samotných migmatitických granitoch (strednozrnné, biotitické) je nápadné striedanie — „tieňovanie" — svetlejších a tmavších polôh nepravidelného tvaru a veľkosti. Na základe textúr tohto horninového typu je jednoznačné, že nebulitické (migmatitické) granity predstavujú horniny vzniknuté z nedokonale homogenizovanej taveniny anatektického pôvodu. Ak sa horninové variety študujú mimo miesta ich vystupovania, môžu byť ľahko zamenené za magmatické, t. j. „pravé" granity (granodiority). Vznik týchto variet je dôsledkom anatektických procesov v danom horninovom komplexe, pričom vzniklá tavenina (kryštálová kaša + tavenina) mohla lokálne intrudovať do vyšších úrovní komplexu metamorfitov. Takéto priestorové vzťahy, t. j. tuhnutie „in situ" i tuhnutie v intruzívnej pozícii, sú dokumentované jednak pozvoľnými prechodmi nebulitických migmatitov až migmatitických granitov do všetkých typov migmatitov na jednej, a jednak ostrými „intruzívnymi" kontaktmi s migmatitmi na druhej strane. V profile štôlne len veľmi zriedkavo pozorovať mechanické prenikanie granitických žiliek do prostredia páskovaných, resp. okatých migmatitov. Je to dôsledok celkom malej „pohyblivosti" kryštálovej kaše v plastickom (prehriatom) prostredí migmatitov. V priľahlých migmatitoch pri ich styku s uvedenými typmi granitov chýbajú výraznejšie zóny rekryštalizácie, čo dokumentuje, že tepelný gradient medzi taveninami (kryštálovou kašou) a okolitým horninovým prostredím migmatitov nebol výrazný. V opačnom prípade by bolo dochádzalo k zbernej rekryštalizácii lupeňov biotitu v melanosóme migmatitov, resp. k rekryštalizácii i ďalších minerálnych fáz migmatitov.

d) *Svetlé aplitické granity.* Tvoria pravé žily homogénneho zloženia a homogénneho textúrneho vývoja. Majú mocnosť 30 — 100 cm. Sú zložené z kremeňa, plagioklasu, v menšej miere aj z K živca a muskovitu. Spravidla vypĺňajú sperené disjunktívne plochy z disjunktívnych porúch vysokého rádu. Na žilách spravidla nepozorovať uplatnenie tlakových fenoménov. Sú výrazné v úseku 180 — 400 m.

Prejavy alpínskej disjunktívnej tektoniky

Zlomové poruchy v štôlni možno podľa ich morfológie, stupňa porušenia hornín a výplne rozdeliť na 3 základné typy: a) mylonitické bridlice, b) tektonické brekcie a íly, c) puklinové zóny.

a) *Mylonitické bridlice.* Jedná sa o niekoľko decimetrov až metrov mocné zóny mylonitizáciou zbridličnatených hornín. Mylonitizačné zbridličnatenie postihuje najmä polohy rúl. Okrem čiastočnej rekryštalizácie sú vyhojené i šošovkami a žilami kremeňa s mocnosťou od niekoľkých desatín milimetra až po niekoľko decimetrov. Kremenná výplň žíl je oproti okolitej hornine ostro ohraničená. Tenšie žily spravidla tvoria žilníky, mocnejšie vystupujú najčastejšie samostatne. Miestami sa vzájomne pretínajú, niekedy dochádza i k čiastkovým prešmykom. V niektorých kremenných žilách (v úsekoch 270 — 290 m a 340 — 370 m od ústia štôlne) sú uzatvorené ostrohranné úlomky a drvina z okolitej horniny. Takéto žily nadobúdajú charakter brekcií (obr. 5b). Mylonitické bridlice a na ne viazané kremenné žily sú prevažne strmo uklonené a

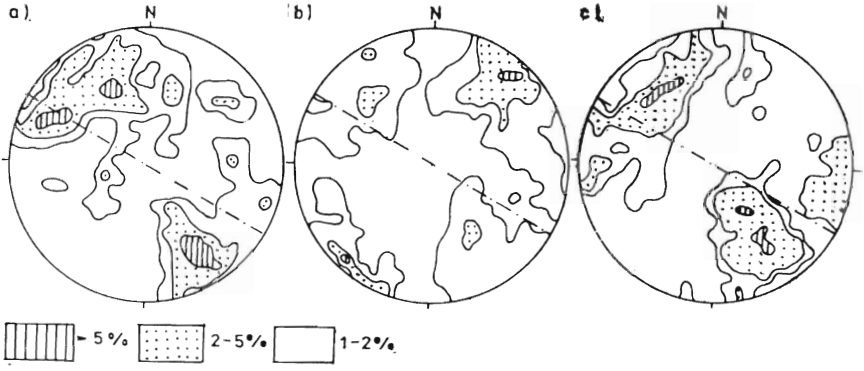
najčastejšie sledujú smer SV — JZ, menej SZ — JV a S — J (obr. 6a).

b) *Tektonické brekcie a íly.* V štôlni sa vyskytujú najmä v rámci muránsko-divínskej línie, t. j. od ústia do 180 m. Tvoria niekoľkometrové až desiatky metrov mocné zóny. Prevládajú brekcie. Tektonické íly vytvárajú väčšinou úzke (centimetrové až niekoľkodecimetrové) zóny v brekciách a mylonitických bridliciach (obr. 5c). Prípravným štádiom k tektonickým ílom sú tektonické brekcie (obr. 5d), ktoré často tvoria i relikty v tektonických íloch. Priebeh tektonických brekcií a tektonických ílov je prevažne vlnitý, s častým vetvením a vykliňovaním. Prechod do okolitej horniny býva náhly. Tektonické íly sa často vyskytujú i samostatne v rámci blastomylonitov a žíl aplitického granitu. Okrem kataklazovaného kremeňa a živcov sa v nich vyskytujú i mocnejšie ílovitopiesčité až ílovité polohy. Takéto polohy sú najvýraznejšie 57 — 60 m, 90 m, 107 — 110 m a 118 — 180 m od ústia štôlne, kde dosahujú mocnosť niekoľkých decimetrov až 2 metre. Ich pokračovanie bolo zachytené i v rozrážkach, čo svedčí o ich značnej smernej dĺžke. Podobné ílovité zóny sa zistili i v povrchovom odkryve na západnom svahu doliny Ipľa a v území východne od pramennej oblasti Kokavy.

Zlomové poruchy tejto skupiny sledujú najmä smer SZ — JV, menej SV — JZ a VSV — ZJZ. Sú prevažne strmo uklonené na obidve strany (obr. 6b). Všetky poruchy s ílovitými polohami sledujú smer SV — JZ.

c) *Pukliny a puklinové zóny.* Najčastejšie sprevádzajú vyššie uvedené typy disjunktívnych porúch, najmä v ich okrajových častiach. Spravidla majú vlnitý, resp. zazubený priebeh sledujúci zlomové poruchy. Zriedkavejšie sa vyskytujú pukliny s rovným povrchom, široké prevažne stotiny až desatiny milimetra. Vyskytujú sa však i niekoľkocentimetrové pukliny. Najširšie pukliny sú vo vdialenosti 392 m, 596 m a 863 m od ústia štôlne. Majú smer S — J a SZ — JV so strmým sklonom a sú silne zvodnené.

V tektonicky menej porušených častiach



Obr. 6. Tektonogramy disjunktívnych štruktúr v štôlni PVE Ipeľ. a — mylonitické bridlice (167 meraní); b — tektonická brekcia až íl (457 meraní); c — výrazné pukliny (243 meraní). Bodkočiarkou je vyznačený smer prieskumnej štôlne

Fig. 6. Tectonic plot of disjunctive structures in the adit for the Ipeľ pumped storage plant: a — mylonitic schists (167 measurements), b — tectonic breccia and gouges (457 measurements), c — striking joints (243 measurements). The direction of the adit is dot-and-dash marked

masívu prevládajú úzke pukliny šírky stotiny milimetra, zriedkavo až niekoľko milimetrov. Tvoria zväzky v zónach mocnosti niekoľko decimetrov až niekoľko metrov. Zriedkavo vystupujú samostatne. Sú najčastejšie strmo uklonené, majú smer SV — JZ, menej S — J a ZSZ — VJV (obr. 6c).

Polohy pararúl boli pozdĺž zlomových porúch vertikálne aj horizontálne ohýbané a vyvlečené zo smeru Z — V a SZ — JV do smeru SV — JZ (obr. 2).

Výplň zlomových porúch a puklín možno rozdeliť do nasledujúcich genetických skupín: a) kremeň, b) kalcit, c) drvina a piesok s prachom a ílom, d) ílovitá a piesčitá hlina. Často sa vyskytujú aj ich kombinácie.

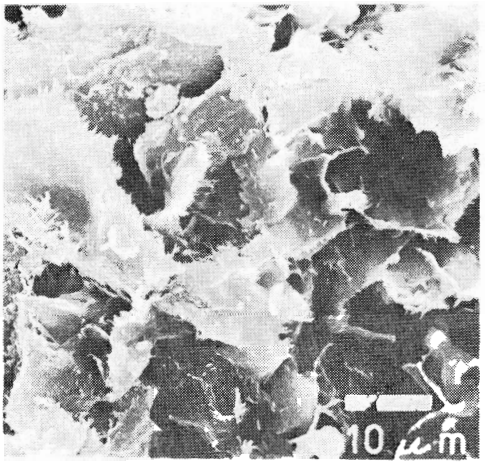
a) Kremeň tvorí výplň šošoviek a žilnú výplň časti zlomových porúch a puklín. Je prevažne bielej, zriedkavo hnedej až fialovej farby, rôzne kataklasticky porušený. Obsahuje vtrúseniny sírnikov, hematitu a ďalších rudných minerálov, ktoré miestami tvoria impregnácie až drobné agregáty. Mocnosť kremenných žíl kolíše od milimetrov do niekoľkých centimetrov, výnimočne i prvých desiatok centimetrov.

b) Kalcit a dolomit tvoria kryštalické agregáty bielej a okrovožltej farby, ktoré vypĺňajú niektoré pukliny, najmä v úsekoch 330 — 335 m, 650 — 690 m a 760 — 765 m od ústia štôlne. Mocnosť žíl kalcitu a dolomitu je niekoľko milimetrov až niekoľko centimetrov.

c) Hrubozrnná drvina až jemný piesok z podrvenej okolitej horniny s nízkym podielom prachovitej a ílovitej frakcie tvorí základnú hmotu tektonických brekcií a materiál tektonických ílov bez hydrotermálnych, resp. hypergénnych premien. Ílovitú frakciu zastupuje podrvený kremeň a živce s rôznym podielom illitu a chloritu. Najčastejšie tvorí povlaky vyhladených plôch.

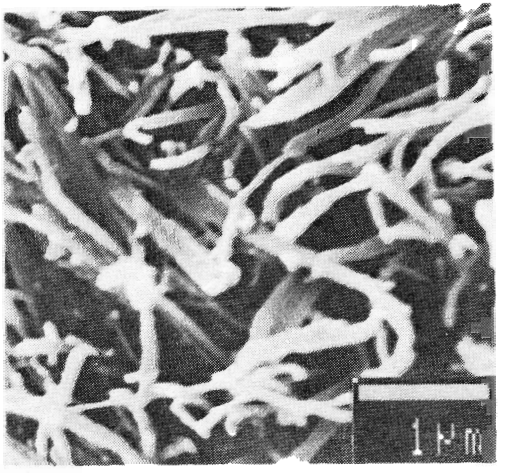
d) Ílovitá a piesčitá hlina tvorí samostatné polohy v tektonických íloch a vypĺňa časti puklín najmä v zóne blastomylonitov. Podiel ílovej frakcie dosahuje 20 — 40 %, ojedinele i do 60 %. Tvoria ju prevažne ílové minerály so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou. Menej je zastúpený kaolinit, palygorskit — sépiolit a vtrúseniny karbonátov (kalcit, dolomit, siderit), limonitu a pyritu, ktoré miestami vytvárajú i drobné kryštály a agregáty (Ondrášik et al., v tlači). V ílovito-hlinitej výplni sa v ílovitej frakcii často vyskytuje i rôzny podiel podrveného kremeňa, živcov a chloritu. Ílovitá frakcia je najvýraznejšie zastúpená najmä v mocnejších polohách, v ktorých i piesčitá frakcia a ojedinelé väčšie úlomky majú zaguľatený a zaoblený tvar. Štruktúra ílovej hmoty je najčastejšie matricová a turbulentná.

Z hľadiska minerálneho zloženia a štruktúry je zvlášť pozoruhodná ílovitá výplň v podrvenej žile aplitického granitu šírky 3 — 7 cm vo vzdialenosti 270 m od ústia štôlne. Rtg analýza (Šamajová, Geologický ústav Univerzity Komenského) identifikovala ílové minerály so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou a ílové minerály zo skupiny sépiolit — palygorskit, čo potvrdila i DTA (Turan, Geologický ústav Univerzity Komenského). Na SEM snímkach vyhotovených na GÚDŠ sa pri tisícnásobnom zväčšení dal pozorovať iba montmorillonit (obr. 7). Až pri zväčšení 15 000x sa dali zreteľne pozorovať vláknité minerály tvoriace povlak na lístkových mineráloch illitu a montmorillonitu. Klukanová (in Ondrášik et al., v tlači) ich identifikovala ako attapulgit (obr. 8). Dve generácie ílových minerálov rôzneho typu svedčia o zásadnej zmene v zložení vodných roztokov v priebehu vytvárania ílovitej výplne. Prítomnosť minerálov zo skupiny sépiolit — palygorskit v ílovej frakcii potvrdila i chemická analýza vykonaná v chemickom laboratóriu Geologického ústavu Univerzity Komenského: SiO_2 — 56,61 %, TiO_2 — 0,46 %, Al_2O_3 — 13,58 %, Fe_2O_3 — 3,95 %, FeO — 0,07 %, MnO — 0,03 %, MgO — 4,92 %, CaO — 0,69 %, Na_2O — 0,25 %, K_2O — 0,20 %, strata sušením pri 105 — 110 °C — 7,33 %, strata žíhaním pri 110 — 900 °C — 11,36 %, P_2O_5 — 0,12 % (spolu — 99,57 %). Mg potrebné na vznik uvedených minerálov sa vyskytuje v dolomitovej výplni puklín, v magnezitových telesách zistených v okolí a v malom množstve i v okolitých horninách.



Obr. 7. Lupienkové útvary minerálov so zmiešanou štruktúrou illitu-montmorillonitu (z ílovitej výplne 270 m od ústia), pri zväčšení 1000x. Na povrchu lupienkov nejasne vidieť vláknité útvary, ktoré sú v detaile na obr. 8

Fig. 7. Leaflike forms of minerals with mixed structure of illite-montmorillonite (from clay filling 270 m from the adid collar). Magn. x1.000. Fibrous forms can be seen at the surface of the leaves, they are in the close-up in Fig. 8



Obr. 8. Vláknité minerály attapulgitu pri zväčšení 15 000x tvoriace povlak na lupienkoch illitu-montmorillonitu

Fig. 8. Fibrous minerals of attapulgite which form the cover on leaves of illite-montmorillonite. Magn. x15,000

Diskusia

Migmatity. Napriek tomu, že rôzne typy migmatitov zaberajú značné plochy v predkarbónskych kryštalických komplexoch niektorých jadrových pohorí a vo veporiku, špecializované štúdie zamerané na riešenie ich genézy stále chýbajú. Migmatity sa v ostatných dvoch desaťročiach opisovali len v kontexte riešenia geologickej stavby určitého pohoria či geologickej jednotky.

Zoubek (1951) vo svojej štúdii, ktorú považujeme za základnú prácu o migmatitoch, rozlíšil v dumbierskej zóne Nízkych Tatier 2 genetické typy migmatitov a neskôr (Zoubek in Maheľ et al., 1964) ich odlíšil aj vekove. Podľa neho to sú synkinematické migmatity, ktoré sú produktom ultrametamorfózy pararulovej série a ktorých výsledným produktom sú migmatity žulovo rulového typu (označované prípadne ako ortoruly). Tieto typy sú už produktom metasomatických granitizačných procesov. Druhým genetickým typom sú migmatity viazané na postkinematickú variskú intrúziu dumbierskeho granodioritu (l. c., 1951). Zoubek neskôr (in Maheľ et al., 1964) zdôraznil, že páskované migmatity prechádzali do hornín typu „granodioritových rúl", pre vznik ktorých predpokladal prínos granitického materiálu „z hĺbky". Tieto primorogénne (synkinematické) migmatity prechádzajú do migmatitických ortorul, ktoré už majú vzhľad a usmernenie granitov.

Podľa Kamenického (in Maheľ et al., 1967) prvá fáza migmatitizácie (synkinematické migmatity podľa Zoubka, l. c.) spôsobila až vznik metasomatických granitov. Pri páskovaných migmatitoch predpokladal injekčno-metasomatické prenikanie metatektu pozdĺž plôch metamorfnej bridličnatosti. Pri okatých typoch migmatitov nastala podľa Kamenického intragranulárna difúzia kremeňovo-živcovej substancie a zároveň feldšpatitizácia in situ.

Na generálnej geologickej mape list Zvolen (Hovorka in Kuthan et al., 1963) sú tiež vyznačené rozsiahle migmatitové komplexy, ale boli opísané ako rôzne textúrne typy jednej genetickej skupiny migmatitov.

Základné znaky rôznych typov migmatitov zistené v profile študovanej štôlne poskytujú dôkazy, že ide o migmatity vzniknuté anatexiou komplexu biotitických pararúl, ktoré sa miestami zachova-

li ako nepremenené relikty protolitu migmatitov. Pritom časť uvedených znakov je v súlade s kritériami, ktoré Harris (1974) charakterizoval ako typické pre migmatity anatektického pôvodu. Rozdielny kvantitatívny podiel melanosómu (substrátu) a leukosómu (mobilizátu, metatektu) je dôsledkom stupňa anatexie a rôznej litológie protolitu, resp. dôsledkom lokálnej mobility vzniknutého anatektického mobilizátu.

Zo zistených znakov migmatitov študovaného profilu vychádza, že predstavujú „migmatity uzavretého systému", t. j. že leukosóm generoval v rámci daného horninového komplexu. Len nepatrná časť horninového materiálu (priečne žily aplitických granitov) predstavuje výsledok anatexie v podmienkach „otvoreného systému", t. j. že do migmatitového komplexu prenikol zo zdroja mimo študovaných migmatitov.

Nebulitické migmatity až magmatické granity migmatitového profilu štôlne PVE Ipeľ na rozdiel od predstáv Zoubka (1951, 1964) a Kamenického (in Maheľ et al., 1967) nechápeme ako produkt metasomatickej granitizácie, ale ako produkt utuhnutia nedokonale homogenizovanej anatektickej taveniny generovanej prevažne v samotnom horninovom komplexe. Tavenina utuhla in situ, resp. lokálne prenikla do vyšších úrovní komplexu.

V štôlni sme zistili rozličnú orientáciu usmernenia textúry rúl a migmatitov. V horninových blokoch, ktoré sú neporušené, resp. len málo tektonicky porušené prevládajú konkordantné typy migmatitov s usmernením SZ — JV až Z — V, ktoré sa v okolí zlomových porúch mení. V tektonicky porušených masívoch v širokých zónach zlomových porúch prevládajú diskordantné typy migmatitov so zvrásnenými restitmi rúl — ptygmatity.

Disjunktívne poruchy. Podľa morfológie a povahy disjunktívnych porúch sa dá usudzovať, že vznikali účinkom radiálneho napätia za spolupôsobenia pórových roztokov. Pri roztváraní niektorých porúch zohrali významnú úlohu pórové roztoky.

Dokladmi o najstarších disjunktívnych poruchách sú blastomylonity. Vznikali v hĺbkach, kde vysoký tlak a zvýšená teplota umožňovali zároveň ich rekryštalizáciu.

Mylonitické bridlice vznikli pri kontrakcii hornín v menších hĺbkach ako blastomylonity hlbinnej fácie. Vysoký tlak pórových roztokov umožnil čiastočne i dilatáciu. V dilatačne sa roztvárajúcich puklinách sa vyzrážali žily a šošovky kremeňa.

Väčšina puklín vznikla pri prevládajúcom radiálnom napätí v podmienkach dilatácie hornín jednak v blízkosti povrchu, čo sú podmienky blízke dnešným, jednak vo veľkých hĺbkach pri vysokom pórovom tlaku. Blízko povrchu vznikli s najväčšou pravdepodobnosťou nepravidelné pukliny s premenlivou otvorenosťou, prejavujúce sa prítokmi vody do štôlne. Predstaviteľmi druhej skupiny, t. j. puklín, ktoré vznikli vo väčších hĺbkach pri vysokom tlaku pórových roztokov, sú pukliny so žilnou výplňou kremeňa, kalcitu a dolomitu.

Rôzne typy kakiritov až tektonických brekcií a ílov sa vyvinuli z puklín a puklinových zón, keď pri pokračujúcich diferenciálnych tektonických pohyboch sa dilatácia s prevládajúcim krehkým porušením zmenila na kontrakciu s pohybom povahy kataklastického tečenia.

Kremeňová výplň porúch a puklín vznikla z hydrotermálnych roztokov. Na základe analýz tekutých uzatvorenín v kremeni žilnej výplne veporického kryštalinika v širokom okolí horného toku Ipľa určil Hurai (1983) teplotno-tlakové podmienky ich vzniku, ktoré zodpovedajú hĺbkam 4 — 10 km.

Kalcitová a dolomitová výplň je mladšia a svedčí o hypergénnych podmienkach jej vzniku. V hypergénnych podmienkach vznikla i ílovitohlinitá a kataklastická výplň puklín a poruchových zón. Povaha výplne nasvedčuje, že pukliny a poruchové zóny sa dotvárali pri pokračujúcich pohyboch. Cirkulujúca voda spôsobovala koróziu a rozklad rozdrobených hornín a dochádzalo i k vplavovaniu roztokov a koloidov z okolia. Takto sa formovali ílové minerály, ako aj v nich rozptýlené uhličitany, limonit a pyrit. O intenzívnej cirkulácii vody v týchto poruchách svedčí i korozívne zaguľatenie a zaoblenie zŕn kremeňa v piesčitej frakcii. Rôzne typy ílových minerálov svedčia o rozdielnych podmienkach prostredia vzniku vodných roztokov a koloidov. Na základe dvoch geneticky rozdielnych generácií ílu v niektorých puklinách, napr. vo vzdialenosti 270 m od ústia štôlne, sa dá usudzovať, že pukliny sa dlhodobo dotvárali i v zmenených podmienkach cirkulácie podzemnej vody a jej chemického zloženia.

Z rozdielnych podmienok vzniku, výplne a vzťahu k orientácii sa dá usudzovať, že zlomové poruchy a pukliny začali vznikať v paleoalpínskej až mezoalpínskej etape, t. j. v mezozoiku a v paleogéne v hĺbkach okolo 10 km, pri prevládajúcom minimálnom napätí na začiatku v smere ZSZ — VJV, neskôr až SSZ — JJV. Maximálne hlavné napätie bolo blízke zvislému smeru. Pri zlomových poruchách z tohto obdobia došlo zároveň k ich čiastočnej rekryštalizácii a k postupnému vyplneniu kremeňom. Vývoj zlomových porúch a puklinových zón iba s čiastočnou rekryštalizáciou alebo bez nej a s čiastočným vyhojením kalcitom, resp. premenou tektonických brekcií a drvených zón na ílovitú hlinu pokračoval v neoalpínskej etape, t. j. v neogéne a v kvartéri. Hlavné minimálne napätie v tejto etape malo najskôr smer V — Z, potom SV — JZ. Hlavné maximálne napätie malo smer blízky zvislému. Prevládali zvislé pohyby, uplatnili sa však aj horizontálne, ako o tom svedčí vyvlečenie a ohýbanie polôh pararúl na týchto mladších poruchách.

Genéza sépiolitovo-palygorskitovej výplne puklín. Pre sépiolitovo-palygorskitovú výplň disjunktívnych štruktúr dilatačného typu je charakteristická homogénna stavba a ostré obmedzenie oproti okolitému horninovému prostrediu. Genéza týchto Mg-ílových minerálov vo výplni je podľa autorov takáto: V tesnej blízkosti muránsko-divínskej zlomovej línie vystupuje teleso magnezitov, jeho dezintegrácia a rozklad umožnili vylúhovanie a prenos najmä Mg hypergénnou cirkulujúcou vodou do dilatačných disjunktívnych (otvárajúcich sa) puklín v prostredí migmatitov a blastomylonitov. Takéto teleso magnezitov sa zistilo napr. v plytkých vrtoch hneď pod kvartérnymi pokryvnými útvarmi 4 km severne od štôlne PVE Ipeľ (Matejček, 1984) a je doteraz najsevernejšie vystupujúcim telesom magnezitu veporickej jednotky. Pre kohútske kryštalinikum je charakteristická prítomnosť metamorfovaných ultramafických telies (Hovorka, 1965) tvorených silikátovými, ale v malom množstve aj karbonátovými minerálmi. Mg (až 0,8 % MgO) sa zistilo i v horninách zóny blastomylonitov (Filová, 1982), čo spolu s dolomitom v puklinách nevylučuje ani vplyv miestnych zvyškových roztokov.

Asociácia sépiolitovo-palygorskitovej výplne puklín v prostredí mylonitov predstavuje nový genetický typ výskytu týchto minerálov v ČSSR.

Záver

Muránsko-divínsky zlom (poruchová zóna, lineament), ktorý sme v prieskumnej štôlni študovali v súvislosti s projektovanou

prečerpávacou vodnou elektrárňou Ipeľ asi 8 km severne od Málinca, reprezentuje viac ako 600 m široká zóna s variabilnou intenzitou mechanickej dezintegrácie a deformačne rekryštalizačných procesov. Podľa prevládajúceho typu premeny sme ju označili ako zónu blastomylonitov, z ktorých prevládajú typy so synkinematickými až postkinematickými porfyroblastmi ružových mikroklínov, v minulosti opísaných ako „granity typu Ipeľ". Skúmali sa tu migmatity rôzneho textúrneho typu s prítomnými restitmi biotitických, miestami aj granaticko-biotitických paralúl a len veľmi sporadicky aj amfibolitov. Intenzita anatektickej migmatitizácie len miestami dosiahla taký stupeň homogenizácie, že hornina už nadobudla masívny charakter. Možno to pozorovať najmä 800 — 1070 m od ústia štôlne. Komplex migmatitov je preniknutý žilami leukokratných aplitických granitov s mocnosťou v decimetroch, ale aj 1 — 2 m.

Muránsko-divínska zlomová porucha vznikla v období po vzniku migmatitov, t. j. v alpínskom orogéne. V prvom období, pravdepodobne v paleoalpínskom až mezoalpínskom, vznikli blastomylonity. V ďalších vývojových štádiách došlo k reaktivizácii tejto poruchy v postupne sa zmenšujúcich hĺbkach a ku vzniku mylonitických bridlíc so šošovkami a žilami kremeňa, rôzne mocných zón drvenia, tektonických brekcií a tektonického ílu s minerálnymi novotvarmi chloritu a hydrosľudy. V neoalpínskom období sa disjunktívne poruchy dotvárali v hypergénnych podmienkach, o čom svedčí premena podrvenej horniny v tektonických brekciách a tektonickom íle na ílovitú hlinu. Z ílových minerálov sú zastúpené najmä illit a montmorillonit, menej kaolinit. V rozptýlenej forme sú prítomné karbonáty, limonit a pyrit. V puklinách z tohto obdobia je miestami i kalcitová a dolomitová výplň. Najmladšiu výplň tvoria ílové minerály zo skupiny sépiolit — palygorskit, ktorých vznik sa zrejme viaže na cirkulujúcu hypergénnu vodu obohatenú o Mg v magnezitových telesách v okolí.

V alpínskom období vznikli disjunktívne poruchy i v okolí muránsko-divínskej línie, a to jednak s ňou paralelné, jednak na ňu priečne. Sú hlavne smeru SZ — JV a v menšom rozsahu i S — J. Prevažná väčšina je strmo uklonená (70 — 80°). Hlavné maximálne napätie pri ich vzniku malo zhruba zvislý smer, hlavné minimálne napätie sa v priebehu vývoja menilo od ZSZ — VJV až po SV — JZ. Menili sa i hĺbky, pri ktorých disjunktívne poruchy vznikali. Najstaršie vznikali v hĺbkach 4 až 10 km a majú povahu mylonitických bridlíc. Mladšie majú povahu drvenia, tektonických brekcií a tektonických ílov s minerálnymi novotvarmi chloritu a hydrosľudy. Najmladšie disjunktívne poruchy sa dotvarovali v hypergénnych podmienkach s premenami podrveného materiálu na ílovité hliny. Pri ich vzniku sa uplatňoval i prínos látok z okolia.

Literatúra

Bezák, V. — Planderová, E. 1981: Nové poznatky o veku metamorfitov kohútskeho pásma veporíd. *Geol. Práce, Spr., 79, 83 — 112.*

Filová, J. 1982: Určovanie stupňa zvetrania granitoidov. *(Diplomová práca.) Manuskript — PF UK Bratislava.*

Fusán, O. — Kodym, O. — Matějka, A. — Urbánek, L. 1967: Geologická mapa ČSSR — východ 1 : 500 000. *Praha, UÚG.*

Harris, N. B. W. 1974: Some migmatite types and their origins from the Barrousse Massif, Central Pyrenees. *Geol. Mag., 111, 319 — 328.*

Hurai, V. 1983: Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín v kremeni žíl alpského typu veporidského kryštalinika. *Miner. slov., 15, 243 — 260.*

Kamenický, J. 1967: (in Maheľ, M. et al.) Regionální geologie ČSSR. *Díl II. sv. 1. Praha, 496 s.*

Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a paralúl, synkinematických migmatitov a ich diaftoritov v severozápadnej časti veporského

rudohoria. *Miner. slov., 14, 481 — 516.*
Klinec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (Slovenské rudohorie — stred a Nízke Tatry — východ) 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*
Krist, E. 1979: Granitoid rocks of the southwestern of the Veporide crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 157 — 179.*
Kuthan, M. et al. 1963: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Zvolen. *Bratislava, 182 s.*
Lukáčik, K. — Miko, O. 1979: Geologická mapa širšieho okolia vodného diela Ipeľ (Slovenské rudohorie). *Manuskript — Geofond Bratislava.*
Matejček, A. 1984: Kokava — Háj, doškoľovacie stredisko a PT. *Manuskript — archív IGHP Žilina.*
Matejček, A. et al. 1985: PVE Ipeľ — privádzače, kaverna, inžiniersko-geologický prieskum. *Manuskript — archív IGHP Žilina.*
Máška, V. — Zoubek, V. 1961: (in Buday, I. et al.) Tektonický vývoj Československa. *Praha. Ústřed. ústav geol., 249 s.*
Planderová, E. 1984: Palinologický výskum v metasedimentoch staršieho paleozoika veporidov Malých Karpát a mladšieho paleozoika v oblasti Západných Karpát. *Geol. práce, Spr., 81, 15 — 34.*
Planderová, E. — Miko, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd. *Miner. slov., 9, 275 — 292.*
Šengelia, D. M. — Miko, O. — Bezák, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového termometra. *Miner. slov., 10, 321 — 328.*
Vozárová, A. — Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169 — 194.*
Vozárová, A. — Krištín, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). *Západ. Karpaty, Sér. Miner. Petrogr. Geochém. Metalogen., 10, 199 — 221.*
Vrána, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Feoderata-Serie im Mitteltеil der Veporiden. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 29 — 79.*
Zoubek, V. 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkych Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. *Věst. Ústř. Úst. geol., XXVI.*
Zoubek, V. 1957: Hranica gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46, 38 — 43.*
Zoubek, V., 1964: (in Maheľ, M. et al.) Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica. *Bratislava, 270 s.*

Manifestations of the Muráň — Divín fault zone in the Ipeľ water plant adit, the Veporide crystalline (West Carpathians)

An adit 1,070 m in length with cross cuts 431 m in the whole length was driven in a granitoide massif in Middle Slovakia within the framework of the preliminary engineering geological investigation for the Ipeľ water plant (Fig. 1). The adit collar was situated within the Muráň — Divín regional fault line. The Muráň — Divín fault is represented by the zone of blastomylonites in the first 180 m of the adit (Fig. 2). The types with syn- to post-kinematic porphyroblasts of pink microclines prevail among these blastomylonites (Fig. 3 a, b, c, d). Anatectic migmatites prevail in farther parts of the adit (Fig. 4 a, b, c). These migmatites are of different structural types. The rests of biotite, somewhere garnet — biotite paragneisses, very rare of amphibolites are present in them. The migmatite complex is intruded by veins of leucocratic aplitic granites in a thickness of decimeters to 1—2 m.

The origin of the Muráň — Divín fault zone must be dated to the period between the origin of migmatites and Alpine orogene cycle e. i. probably between the Carboniferous and the Permian. Blastomylonites of deep facies were being formed during the first period. The reactivation of this fault took place at gradually diminished depths and mylonite schists with lenticles and veins of quartz, cracked zones of various thickness, tectonic breccias and gouges with new-formed chlorite were formed during Alpine orogene cycle (Fig. 5 c, d; 6). These were being completed under supergenous conditions. The alteration of brecciated rocks in tectonic breccias and ultramylonites to clayey loams whitnesses about it. Mainly illite — montmorillonite, less kaolinite are present from the group of clay minerals (Fig. 7). Carbonates, limonite and pyrite are present here in disseminated form. Calcite filling is in joints from this period. Clay minerals from group of sepiolite — palygorskite are aslo present in the filling of joints from the youngest period (Fig. 8). Their origin is evidently connected with circulated supergeneous water enriched by Mg.

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 45 — 59*

Magnetické a paleomagnetické vlastnosti ako dôsledok premien minerálov v horninách

OTO ORLICKÝ

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

Doručené 30. 1. 1986

Магнитные и палеомагнитные свойства как следствие изменения минералов в горных породах

Изучались магнитные и палеомагнитные свойства оливиновых базальтов четвертично — третичного возраста, нефелиновых базанитов средне-юрского возраста из Нигерии, пермских мелафиров и базальтов четвертично — третичного возраста Западных Карпат. Измерениями точек кюри было обнаружено, что титаномагнетиты находятся в базальтах и базанитах в состоянии отдельной степени высокотемпературного окисления. Исследования температурной зависимости магнитной восприимчивости и измерение точек кюри мелафиров показали на присутствие ильменита, как продукта роспада и окисления начальных титаномагнетитов и гемоилменитовых твердых растворов.

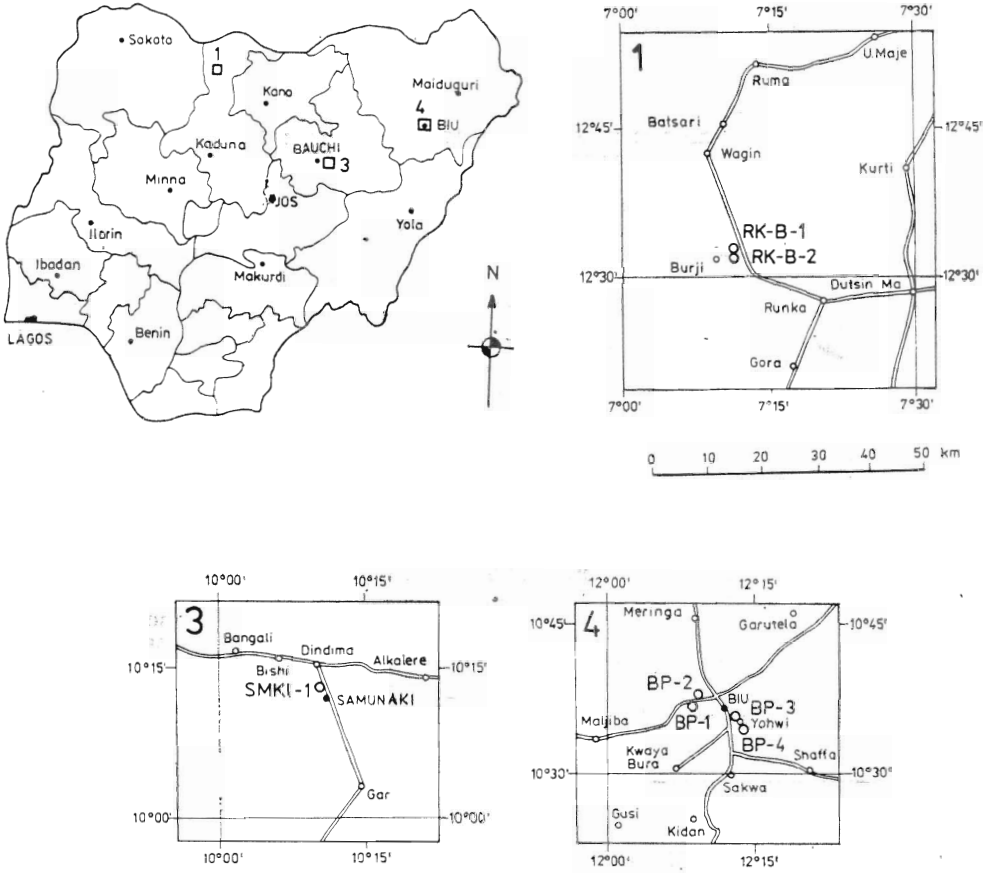
Magnetic and paleomagnetic properties as consequence of alteration of rock forming minerals

Quaternary to Cenozoic olivine basalt and Middle Jurassic nepheline basalt from Nigeria, Permian melaphyre and Quaternary to Cenozoic basalt from the West Carpathians reveal that different stages of titanomagnetite oxidation may be detected by Curie temperature measurements. Ilmenite as the product of disintegration of original titanomagnetite or ilmenite-haematite solid solution and their subsequent oxidation have been detected in melaphyre by means of Curie temperature measurements as well as by temperature dependence measurements of rock samples.

Orlický (1985, 1986a, 1986) študoval petromagnetické a paleomagnetické vlastnosti premenených hornín intruzívnych intravulkanických a extruzívnych hornín. Vo väčšine magmatických hornín potvrdil prítomnosť viacerých typov magnetických minerálov, ktoré sa v hornine nachádzajú v rôznych vývojových štádiách premien. Poznatky ukazujú, že variabilnosť v mineralogickom zložení horniny, a tým tiež magnetických a paleomagnetických vlastností, závisí od podmienok,

v ktorých sa hornina ako v prvopočiatočnom, tak i v postmagmatickom období formovala.

V tomto článku predkladáme výsledky štúdia: strednojurských nefelinických bazanitov zo severozápadnej Nigérie, vybraných kvartérno-terciérnych bazaltov Biu plató zo severovýchodnej časti Nigérie, vybraných neogénnych bazaltov stredného a južného Slovenska a vybraných permských melafýrov Západných Karpát, ktoré obohatia poznatky o možných premenách Fe-Ti zlúčenín a vplyve týchto premien na magnetické a paleomagnetické vlastnosti študovaných hornín.



Obr. 1. Situácia odberov olivinických bazaltov a nefelinických bazanitov z Nigérie. o BP-2 — označenie odkryvu

Fig. 1. Situation of outcrops of olivine basalt and nepheline basanite from Nigeria. o BP-2 — designation of outcrop

Stručný geologický a petrografický opis

Strednojurské nefelinické bazanity. Pochádzajú zo severozápadnej časti Nigérie, na SZ od obce Runka (obr. 1, lok. 1). Podľa Curryho a Wrighta (in Kogbe, 1976) je to výskyt pozostávajúci z dvoch petrologicky odlišných typov rozprestierajúcich sa na ploche asi 3,3 km × 0,5 — 1,0 km s orientáciou ZSZ — VJV. Nachádzajú sa v granodioritoch proterozoického až spodnopaleozoického veku. Bazaltické horniny vykazujú na základe K-Ar analýz vek 121 ± 2 mil. rokov (severnejšie výskyty) a 165 ± 3 mil. rokov (južnejšie výskyty). Podľa Harpera et al. (1973 in Kogbe, 1976, s. 96) spadá vznik hornín do jedného obdobia (165 mil. rokov), a to do strednej jury.

Študované vzorky pochádzajú z oboch podľa vyššie uvedeného autora petrologicky odlišných typov. Dva severnejšie úseky majú rozsah okolo 12 × 25 m, resp. 8 × 20 m, južnejší 220 × 30 m (6 až 8 m prečnievajúci nad plochý terén). Individualizované bloky bazaltických hornín s preferovanými polohami budujú všetky odkryvy. Bloky horniny sú na povrchu výrazne navetrané, vzorky sa však odoberali z čerstvej časti.

Na základe mikroskopických analýz ide v oboch prípadoch (severnejšia a južnejšia časť) o nefelinický bazanit (Mihalíková, 1985, písomné oznámenie). Štruktúra horniny je porfyrická, vývoj základnej hmoty je doleritický, miestami mikropoikiloofitický. Základná hmota sa skladá z dlhoprizmatických tabuliek plagioklasov, ktoré sú neusporiadané a uzatvárajú izometrické zrnečka pyroxénov, titanomagnetitu, olivínu a chloritizovaných pyroxénov. Uzatvárajú tiež alotriomorfné zrnečka magnetitu, ihličky ilmenitu a v podradnom množstve i nefelín. Z akcesorických minerálov sú prítomné magnetit, ilmenit a apatit.

Olivinický bazalt lokality SMKI a lokalít Biu plató (obr. 1, lok. 3 a 4). Bazalt pochádzajúci z Biu plató spadá podľa Mc Leoda et al. (1971 in Kogbe, 1976) pravdepodobne do skupiny tzv. Newer bazaltov. K-Ar analýzy určili ich vek od 0,8 do 5,0 ± 0,2 mil. rokov.

Bazalty lokality SMKI pochádzajú z dvoch asi 3 m vzdialených paralelných žíl približne VZ smeru nachádzajúcich sa v masíve budovanom horninou „bauchit". Pozícia bazaltových telies lokalít SMKI a BP-1 až BP-4 je s veľkou pravdepodobnosťou pôvodná. Horniny lokality SMKI a lokalít Biu plató (BP-1 až BP-4) opísala na základe mikroskopických analýz Mihalíková (písobné oznámenie) ako olivinické bazalty. Štruktúra horniny je porfyrická, vývoj základnej hmoty je mikrodoleritický, pri niektorých typoch mikroofitický. Základná hmota väčšiny vzoriek je zložená z dlhoprizmatických tabuliek neusporiadaných plagioklasov, časť vzoriek má základnú hmotu z mikrolitov. Ďalej je tu prítomný olivín, v hornine lokality BP-3 tiež augit. Mikroskopické analýzy dokázali v základnej hmote všetkých vzoriek magnetit a často ilmenit.

Obr. 2. Situácia odkryvov študovaných bazaltov stredného a južného Slovenska
Fig. 2. Situation of studied basalt ouctrops in central and southern Slovakia

Neogénne bazalty stredného a južného Slovenska (obr. 2) podrobne opísal Orlický et al. (1982).

Permské melafýry Západných Karpát (obr. 3) študoval Muška — Orlický (1975, 1976) a Muška — Vozár (1979). Podrobné geologické členenie a petrografickú charakteristiku urobil Vozár (1974).

Experimentálna časť

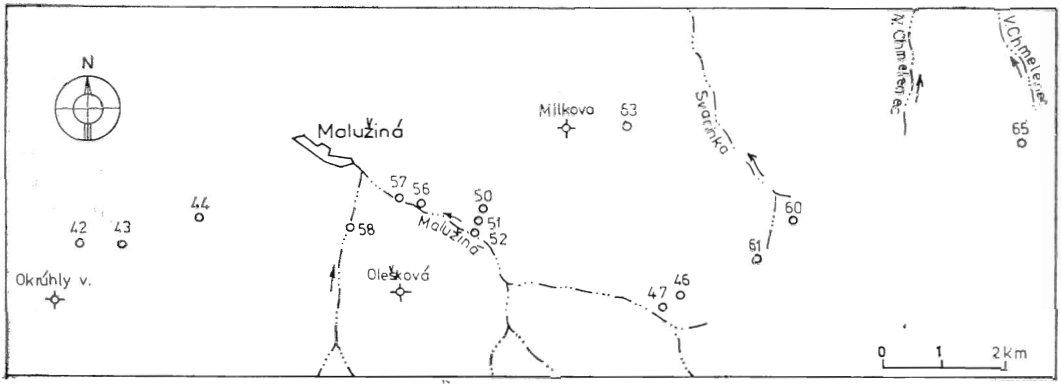
Vzorky z nigérijských lokalít sa odoberali orientovane pomocou geologického kompasu. V miestach anomálneho geomagnetického poľa bol smer na odoberané vzorky hornín prenesený z miest neporušeného poľa. Situovanie lokalít zobrazuje obr. 1. V laboratóriu sa vzorky hornín upravili do tvaru kocky s hranou 20 mm alebo do tvaru valčeka priemeru 24,5 mm a výšky 22 mm. NRMP sme merali astatickým magnetometrom LAM-24 a rotačným magnetometrom JR-4. Magnetickú susceptibilitu ($\varkappa$) hornín a jej závislosť na teplote sme merali striedavým mostíkom KLY-2. Ním sme na práškovej vyseparovanej frakcii alebo na jemne podrvenej vzorke pomocou zariadenia vlastnej konštrukcie (in Orlický, 1985) merali tiež Curieove teploty (T_c). Pracovníci Geologického ústavu Dionýza Štúra Bratislava (Mihalíková, Beňka, Suchý, písomné oznámenie) urobili na vybraných vzorkách okrem mikroskopie v prechádzajúcom svetle aj analýzy na rudné minerály v odrazenom svetle. Na vyseparovanej magnetickej frakcii vybraných vzoriek hornín urobili na Katedre jad-

TAB. 1

Magnetické vlastnosti a výsledky analýz hornín — Nigéria
Magnetic properties and the results of analyses of the rocks from Nigeria

Označenie lokality	Poč. vz. n	$\varkappa \times 10^{-6}$ (SI)	NRMP (nT)	Q	T_c (°C)	Výsledky analýz: Mikroskopia výbrusov	Mikroskopia nábrusov	Mössbauerova spektroskopia
SMKI-1	3	18 496	182 188	197,0	680	—	α-Fe_2O_3 FeS	53,4 % Fe_3O_4 46,6 % par. zl.
SMKI-2	4	21 000	2 042	1,9	—	—	—	—
Olivinický bazalt — Biu plató								
BP-1	2	20 957	166 873	159,3	570	—	—	Fe_2TiO_4
BP-2	17	28 355	4 390	3,1	580	Fe_3O_4, FeO . OH $FeTiO_3$	Fe_3O_4 α-Fe_2O_3	3,6 % α-Fe_2O_3 57,1 % Fe_3O_4 39,3 % par. zl.
BP-3	19	26 317	4 369	3,3	530—600	Fe_3O_4 $FeTiO_3$	Fe_3O_4 α-Fe_2O_3	2,1 % α-Fe_2O_3 65,4 % Fe_3O_4
BP-4	6	11 756	7 627	13,0	530	Fe_3O_4 $FeTiO_3$	α-Fe_2O_3	—
Nefelinický bazanit — Runka								
RK-B-1 (2, 3, 4, 5, 6)	25	37 147	20 248	10,9	80—130	Fe_3O_4	Fe_3O_4 α-Fe_2O_3	Fe_2TiO_4
RK-B-2 1/1, 1/2, 1/5	18	27 788	9 838	7,08	100—520	Fe_3O_4 $FeTiO_3$	Fe_3O_4 α-Fe_2O_3	Fe_2TiO_4
RK-B-2 1/3, 1/4, 1/6 1/7, 1/8	27	36 887	143 838	78,0	340 (1/3) 550—590	—	—	44,9 % Fe_3O_4 55,1 % par. zl.

$\varkappa$ — magnetická susceptibilita hornín (stredná hodnota vypočítaná z príslušného počtu vzoriek lokality), NRMP — prirodzená remanentná magnetická polarizácia (stredná hodnota), nT — nano Tesla, Q — Königsbergerov koeficient, SMKI — 1/2, lokalita Samunaki — bazaltové žily, BP-1 až BP-4 — označenie lokalít v rámci geologickej formácie Biu plató, RK-B-1 až RK-B-2-7 — označenie jednotlivých odberových miest z nefelinických bazanitov SZ od obce Runka.
$\varkappa$ — magnetic susceptibility of the rocks (mean value for number of samples in question for individual locality), NRMP — natural remanent magnetic polarization (mean value), nT — nano Tesla, Q — Königsberger's coefficient, SMKI — the localite Samunaki basalt dykes, BP-1 to BP-4 designation of localites in the frame geoloical formation Biu Plateau, RK-B-1 to RK-B-2-7 — the designation of the places in the frame of nepheline basanites NW of Runka Village.



Obr. 3. Situácia miest s výskytom melafýrových hornín z oblasti Nízkych Tatier

Fig. 3. Situation of outcrops with the occurrence of melaphyre rocks from the Low Tatra area

rovej fyziky a techniky Elektrotechnickej fakulty SVŠT Bratislava (Lipka et al., 1983) tiež Mössbauerovu spektroskopiu. Niektoré výsledky publikoval Lipka et al. (1986, 1986a).

Výsledky meraní magnetických vlastností a analýz uvádza tab. 1. Grafické zobrazenie výsledkov meraní Curieových teplôt je na obr. 4, zobrazenie Mössbauerovej spektroskopie vybraných vzoriek je na obr. 5.

Doplňujúce merania Curieových teplôt a závislosti $\varkappa$ od teploty neogénnych bazaltov stredného a južného Slovenska sa vykonali na vzorkách, ktorých základné magnetické charakteristiky zverejnil Orlický et al. (1982). Curieove teploty T_c sa teraz merali podľa metodiky, ktorú rozpracoval autor článku, teda nie na magnetickej vyseparovanej frakcii, ale priamo na vzorke horniny rozotretej v porcelánovej miske na jemný prášok. Výsledky meraní T_c sú na obr. 6. Závislosť hodnoty $\varkappa$ pevnej vzorky od teploty uvádza obr. 7.

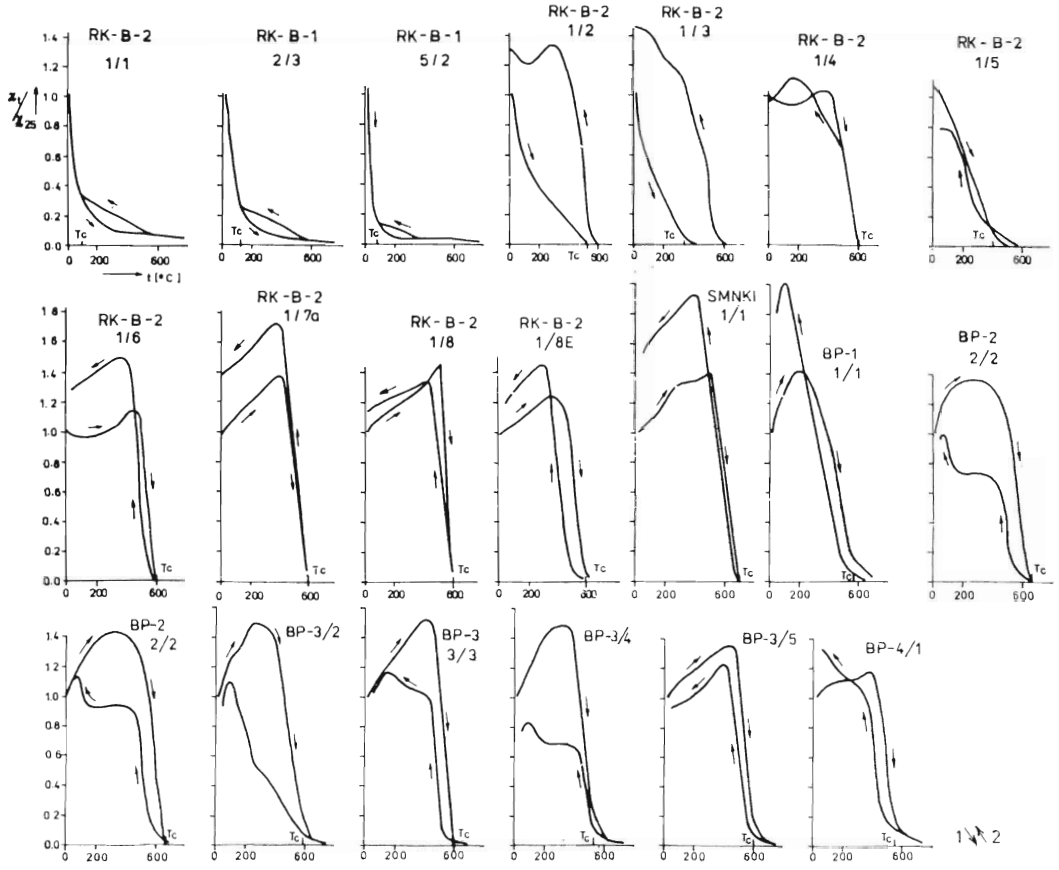
Pôvodné paleomagnetické výsledky permských melafýrov zverejnili Muška — Orlický (1975, 1976) a Muška — Vozár (1979). Doplňujúce merania Curieových teplôt (obr. 8) a závislosti $\varkappa$ horniny od teploty (obr. 9) sa urobili na vzorkách pochádzajúcich zo súborov dokumentovaných vo vyššie citovaných prácach. T_c sa merali na jemne podrvenej hornine, zmenu $\varkappa$ s teplotou sme sledovali na pevnej vzorke horniny.

Základné výsledky

Nefelinické bazanity lokalít Runka. Horniny pochádzajúce zo severnejších fácií (RK-1) vykazujú, ako to vidieť v tab. 1, priemernú magnetickú susceptibilitu ($\varkappa$) 37 147 × 10^{-6} (SI) a NRMP = 20 248 nT. Curieove teploty (T_c) určené z meraní 8 nezávislých vzoriek sú od 80 do 130 °C (na obr. 4 sú zobrazené iba vzorky RK-B-1-2/3 a RK-B-1-5/2). Nízke Curieove teploty poukazujú, že nositeľmi magnetizácie v týchto horninách sú hlavne titanomagnetity (nevylučujeme, že nositeľom magnetizácie je ferimagnetický ilmenit). Podľa výsledkov Lipku et al. (1986) majú predpokladané titanomagnetity zloženie $Fe_{2,3}Ti_{0,7}O_4$. Podľa výsledkov, ktoré nie sú v práci dokumentované, má väčšina študovaných vzoriek lokality RK-1 kladnú polaritu RMP.

Časť hornín odkryvu RK-2, (odbery 1/1, 1/2, 1/5) vykazuje v priemere nižšiu hodnotu $\varkappa$ = 27 788 × 10^{-6} (SI) a nižšiu hodnotu NRMP (9838 nT). Horniny odberu 1/1 dosahujú T_c 100 °C, vzorky odberov 1/2 a 1/5 od 380 °C do 580 °C. Horniny z odberov 1/3, 1/4, 1/6, 1/7, 1/8 vykazujú v priemere $\varkappa$ = 36 887 × 10^{-6} (SI) a NRMP = 143 838 nT s hodnotou Königsbergerovho koeficienta Q = 78,0. Curieove teploty okrem vzoriek z odberu 1/3 (T_c = 340 °C) dosahujú T_c = 550 —

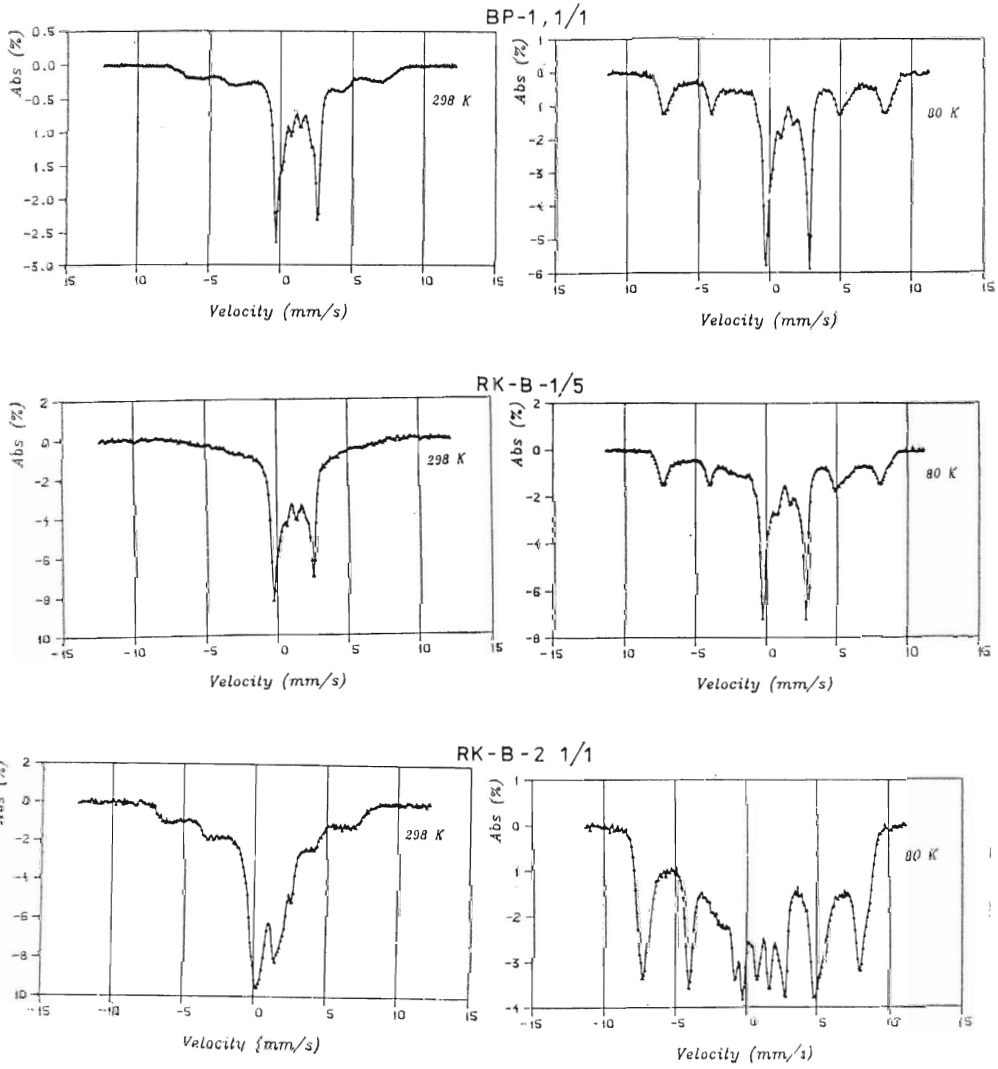
590 °C. Nositeľmi magnetizmu v týchto horninách sú asi titanomagnetity stechiometriou blízke magnetitu. Výsledky mikroskopických analýz výbrusov potvrdili vo väčšine vzoriek oboch lokalít prítomnosť Fe_3O_4, výnimočne i ilmenitu. Výsledky rudnej mikroskopie poukazujú na prítomnosť Fe_3O_4 a α-Fe_2O_3. Podľa Lipku et al. (1986) majú titanomagnetity nefelinických bazanitov lokality RK-B-2 (žiaľ, iba na základe jednej analýzy) zloženie $Fe_{2,5}Ti_{0,5}O_4$. NRMP hornín s vysokými hodnotami T_c je extrémne vysoká. Väčšina študovaných vzoriek vykazuje reverznú polaritu RMP.



Obr. 4. Výsledky merania Curieových teplôt vzoriek magnetickej frakcie olivinických bazaltov a nefelinických bazanitov z Nigérie. BP-4/1 — označenie vzorky; $\varkappa_t$, $\varkappa_{25}$ — magnetická susceptibilita vzorky po vyhriatí na teplotu t ($\varkappa_t$), $\varkappa$ bez vyhrievania ($\varkappa_{25}$); T_c — Curieova teplota magnetickej frakcie; 1, 2 — krivka zmeny $\varkappa$ vzorky pri kontinuálnom vyhrievaní (1), pri kontinuálnom chladnutí (2)

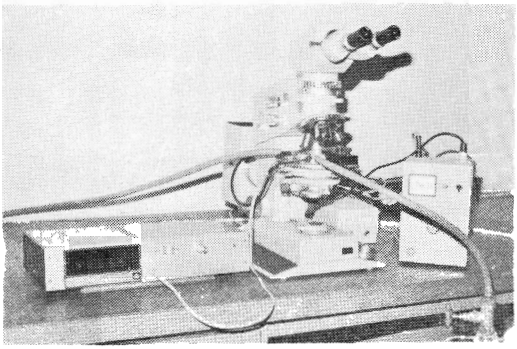
Fig. 4. Results of Curie temperature measurements on magnetic fraction of olivine basalts and basanites from Nigeria. BP-4/1 — designation of rock sample; $\varkappa_t$, $\varkappa_{25}$ — magnetic susceptibility of sample — after heating to the temperature t ($\varkappa_t$), $\varkappa$ without the heating ($\varkappa_{25}$); T_c — Curie temperature of magnetic fraction; 1, 2 — diagram of the $\varkappa$ change of the sample during continual heating (1), and continual cooling (2)

Olivinické bazalty lokality Samunaki a lokalít z oblasti Biu plató (lok. SMKI-1 a SMKI-2) majú približne rovnakú hodnotu $\varkappa$ (tab. 1), ale hodnoty NRMP sa výrazne líšia. Extrémne vysoké hodnoty NRMP charakterizujú vzorky zo žily SMKI-1, relatívne nízke hodnoty NRMP majú vzorky z druhej paralelnej žily (SMKI-2). RMP olivinických bazaltov je reverzná. Curieova teplota jednej vzorky (SMKI-1/1)



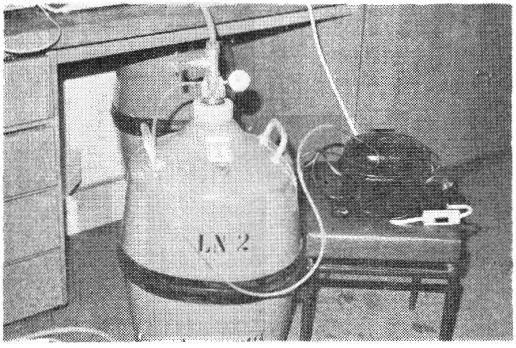
Obr. 5. Spektrá Mössbauerovej analýzy magnetickej frakcie vybraných vzoriek z Nigérie. (298 °K) — merané pri laboratórnej teplote, (80 °K) — merané pri teplote tekutého dusíka

Fig. 5. Mössbauer's spectra of magnetic fraction of selected samples from Nigeria. (298 °K) — measured in laboratory temperature, (80 °K) — measured in the temperature of liquid nitrogen



Obr. 1. Polarizačný mikroskop AMPLIVAL so stolíkom LEITZ 350. Vľavo digitálny teplomer, vpravo transformátor s reostatom na ručnú reguláciu teploty pri zahrievaní

Fig. 1. The LEITZ 350 stage mounted on the Amplival microscope Shown is also the temperature unit (left) and a separately supplied variable voltage transformer (right) for manual temperature adjustment on heating



Obr. 2. Dewarova nádoba AKL-816 so sifónom a kompresorom na vháňanie kvapalného dusíka do stolíka LEITZ 350

Fig. 2. The dewar (AKL-816 type) with fastened valve and compressor for pumping of liquid nitrogen into the LEITZ 350 stage

nie. Najvýhodnejšou na to bola rekonštrukcia zahrievacieho stolíka LEITZ 350, ktorý umožňuje dosahovať teplotu +350 °C a zároveň je tiež vybavený vývodmi na cirkuláciu plynného CO_2, t. j. chladiaceho média na dosiahnutie teplôt do —30 °C. Teplota sa meria pomocou sady vymeniteľných ortuťových teplomerov. Teplota plynného CO_2 však vo väčšine prípadov nestačí na to, aby došlo k zmrazeniu roztoku alebo k heterogenizácii plynu v uzavreninе. Okrem toho, ortuťový teplomer dovoľuje merať teplotu s presnosťou nanajvýš ± 2 °C, navyše veľká vzdialenosť aktívneho povrchu teplomera od vzorky umiestnenej v pracovnom priestore stolíka zapríčiňuje vysoká hodnotu absolútnej chyby. Stolík LEITZ 350 sme upravili tak, že sme skonštruovali digitálny teplomer na kontinuálne meranie teplôt od —196 °C (teplota kvapalného dusíka) do +350 °C (obr. 1) a sifón s tlakomerom na čerpanie kvapalného dusíka z Dewarovej nádoby do prístroja (obr. 2).

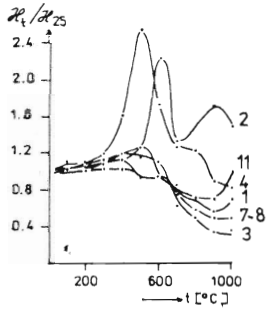
V digitálnom teplomeri sme ako zobrazovaciu jednotku použili panelový číslicový voltmeter M1T 240 a ako snímač teploty platinový termočlánok Pt 100, zapojený ako zátaž zdroja konštantného prúdu. Úbytok napätia, ktorý na termočlánku vzniká, sa zosilňuje a upravuje na rozsah panelového číslicového voltmetra na ± 200 mV. Prúd pretekajúci termočlánkom má maximálnu hodnotu 2 mA, aby sa zabránilo vlastnému zahrievaniu termočlánku a tým aj skresľovaniu výstupných údajov. Ručným tlačidlom možno na teplomeri fixovať okamžitú hodnotu na zobrazovacej jednotke.

Chladiace médium (kvapalný dusík) sa z Dewarovej nádoby typu AKL-816 prečerpáva do stolíka pomocou sifónu napojeného na kompresor. Stlačený vzduch vytvára v nádobe pretlak maximálne 0,4 kg/cm^2. Takéto priame ochladzovanie umožňuje rýchle podchladenie stolíka, a nie je náročné na spotrebu kvapalného dusíka. Nevýhodou je, že ručnou manipuláciou je obťažné udržať nízke teploty na rovnakej úrovni, čo nepriaznivo vplýva na presnosť merania a znemožňuje fotografovanie fázových zmien v uzavreninách. V tomto prípade je výhodnejšie nepriame chladenie, pri ktorom sa plynný dusík prúdiaci z tlakovej fľaše do prístroja ochladzuje v špirále ponorenej do nádoby s kvapalným dusíkom. Ručná regulácia teploty na našom zariadení nie je pochopiteľne taká pohodlná ako na zahraničných prístrojoch vybavených mikroprocesormi na automatickú reguláciu teploty, ale zariadenie aj tak dovoľuje meranie teplôt fázových zmien v uzavreninách v rozpätí —200 až +350 °C. Päť rozsahov digitálneho teplomera teoreticky umožňuje merať teplotu s presnosťou na 0,024 °C, avšak hlavne vplyvom tepelných strát pri veľmi vysokých a veľmi nízkych teplotách sa táto hodnota postupne zvyšuje až na 0,5 °C.

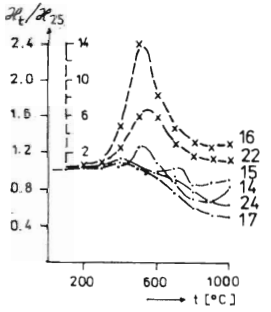
chladnutia je takmer zhodný, i keď T_c sa zásluhou homogenizácie magnetickej frakcie vplyvom teplotného účinku posunula k čistému magnetitu. Vzorky BP-3/5 vykazujú v porovnaní s ostatnými skúmanými vzorkami lokalít BP zároveň najvyššiu magnetickú a smerovú stabilitu RMP. U ostatných študovaných vzoriek dochádza vplyvom teplotného účinku k výraznému homogenizovaniu magnetickej frakcie a zároveň pravdepodobne tiež k oxidačno-redukčným procesom vo vzorke. Z kriviek „počas chladnutia vzorky" na obr. 4 vidieť, že napr. vo vzorke BP-2, 2/2 (i pri opakovanom meraní) sa ilmenitovo-hematitový tuhý roztok prejavuje Curieovou teplotou okolo 200 °C a ďalším magnetickým minerálom je titanomagnetit s T_c okolo 500 °C. Podobne, ale s T_c medzi 200 — 300 °C sa na krivkách „počas chladnutia vzorky" prejavujú ilmenitovo-hematitové tuhé roztoky i vo vzorkách BP-3/2, 3/3, 3/4, 4/1. Druhou magnetickou zložkou týchto vzoriek je titanomagnetit zložením blízky magnetitu. Predpokladáme, že vo vzorke SMKI-1 sa prítomnosť ilmenitovo-hematitového tuhého roztoku neprejavila zásluhou bohatej prítomnosti pravdepodobne titanomaghemitu.

V súvislosti s prítomnosťou ilmenitovo-hematitových roztokov vyslovujeme predpoklad, že reverznú remanentnú magnetickú polarizáciu olivinických bazaltov lokalít Biu plató vyvolala samoreverzia, a nie reverzné geomagnetické pole v dobe vzniku hornín. Ilmenitovo-hematitové tuhé roztoky vo vzťahu k samoreverznému mechanizmu vzniku zápornej RMP dacitu vulkánu Haruna podrobne študoval Uyeda (in Nagata, 1965, s. 118, 119, 195 — 205). Curieove teploty ilmenitovo-hematitovej série tohto dacitu sa pohybovali hlavnou mierou v intervale 200 — 300 °C.

Alkalické bazalty stredného a južného Slovenska (obr. 7) majú hodnoty $\varkappa$ v roz-



Označenie odkryvu	$\varkappa_{25}$ x 10^{-6} [SI]	$\varkappa_{1000}$ x 10^{-6} [SI]	I_{25} (°)	D_{25} (°)
1 Belinský vrch	35 419	25 148	60.8	358.7
2 Hajnáčka	10 747	15 820	63.0	31.0
3 Bihovce (lom)	39 194	14 659	88.0	11.0
4 Hodejov	15 742	12 371	51.0	19.0
7-8 Brehy	25 106	12 402	62.0	10.0
11 2.5 km SZ od Fiľakova	26 222	28 844	-60.0	230.0



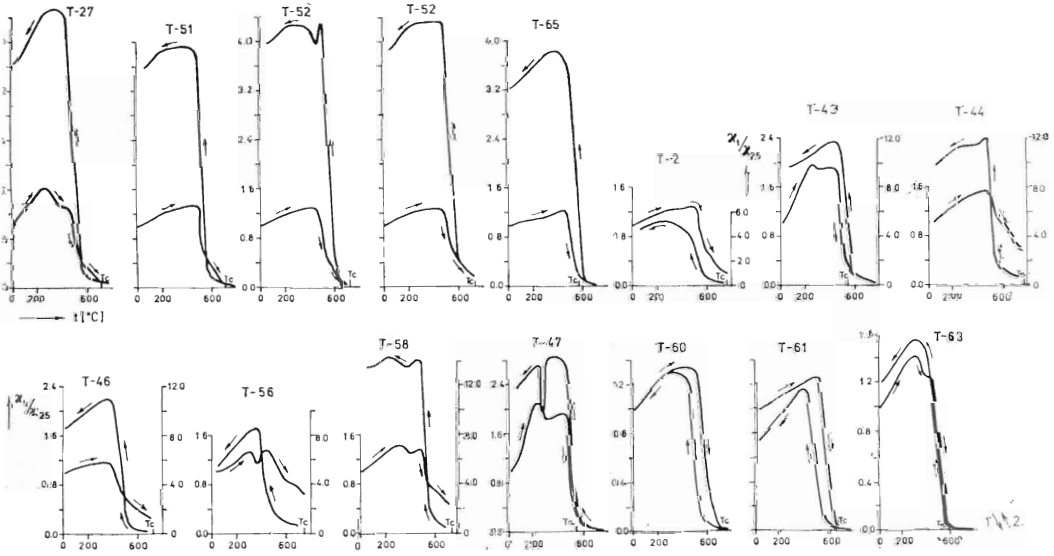
14 JV od Veľ. Draviec	14 081	11 560	-63.4	172.3
15 2 km S od obce Šid	12 400	10 986	-63.5	158.2
16 Sovÿ vrch žilg	4 407	13 961	-70.0	180.0
17 2 km V od Hajnáčky	24 557	12 033	-76.0	195.0
18 2.5 km V od Hajnáčky	21 051	15 157	-70.0	255.0
22 V od Podrečian	13 320	19 980	-31.0	158.0
24 Močacia	34 138	20 858	-42.7	115.4

Obr. 7. Teplotná závislosť magnetickej susceptibility ($\varkappa$) vybraných kvartérno-terciérnych bazaltov stredného a južného Slovenska. 16 — označenie vzorky. (Ostatné vysvetlivky na obr. 4.)

Fig. 7. The temperature dependence of magnetic susceptibility ($\varkappa$) of selected samples of Quaternary-Tertiary basalts of Central and Southern Slovakia. 16 — the designation of sample. (Other explanations are in Fig. 4.)

pätí od 4407 (lokalita Soví vrch, 16) do 39 194 × 10^{-6} (SI) (lokalita Blhovce, 3). NRMP je od 197,0 nT (2,5 km od Hajnáčky, 18) do 4132 nT (Belinský vrch, 1). Po vyhrievaní vzoriek niektorých odkryvov (2 ,4, 16, 22) a ich vychladnutí na laboratórnu teplotu dochádza k výraznej zmene $\varkappa$, čo poukazuje na fázové zmeny magnetických minerálov v hornine. Napr. v prípade opätovného prehriatia limburgitoidného bazanitu lokality Soví vrch (16) na teplotu 500 až 600 °C a po jeho vychladnutí na laboratórnu teplotu získa táto hornina 14-krát vyššiu hodnotu $\varkappa$ (asi 62 000 × 10^{-6}) (SI) voči pôvodnej hodnote. To nasvedčuje, že v prípade opakovanej vulkanickej činnosti pri novom prehriatí pôvodne vychladnutých hornín môže vplyvom alterácií pôvodných minerálov dochádzať k veľmi intenzívnym zmenám magnetických vlastností týchto hornín. Väčšina študovaných hornín vykazuje reverznú RMP.

Magnetickú frakciu niektorých predmetných alkalických bazaltov analyzoval v minulosti Kropáček (in Orlický et al., 1982). V citovanej práci sa však neanalyzovali vzorky z tých istých miest odberov, z ktorých sa určovali magnetické charakteristiky. Preto predkladáme nové výsledky meraní Curieových teplôt práškovej vzorky získané metodikou merania premien počiatočnej susceptibility s teplotou, ktorú rozpracoval autor tohto článku. Výsledky (obr. 6) ukazujú, že najzložitejšie trojkomponentné zastúpenie magnetických minerálov je v hornine lokality Hajnáčka (2). Je pravdepodobné, že sta-



Obr. 8. Výsledky meraní Curieových teplôt permských melafýrov Západných Karpát. (Základné vysvetlivky ako na obr. 4.) Stupnica pomeru $\varkappa_t$ / $\varkappa_{25}$ po pravej strane príslušnej vzorky platí pre zmenu $\varkappa$ s teplotou v priebehu chladnutia vzorky od 775 °C do laboratórnej teploty

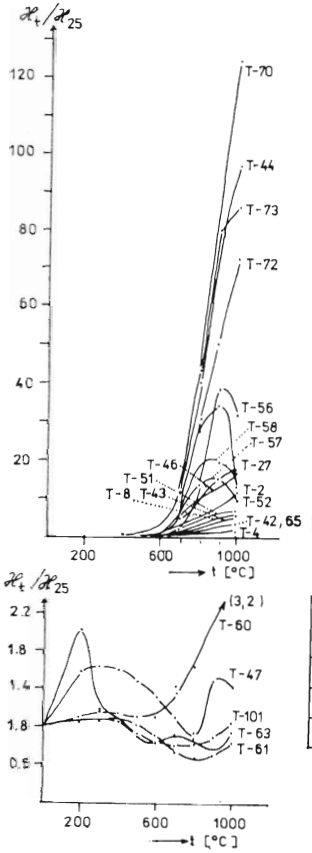
Fig. 8. The results of the measurements of Curie temperatures of Permian melaphyres of West Carpathians Mts. (The basic explanations are in Fig. 4). The scale of $\varkappa_t$ / $\varkappa_{25}$ on the right side of the sample in question is valid for the change of $\varkappa$ with the temperature during cooling of the sample from 775 °C to the laboratory temperature

bilná kladná RMP sa viaže na hematit (T_c = cca 690 °C). Ďalej je v hornine prítomný titanomagnetit zložením blízky magnetitu (T_c = 580 °C) a pravdepodobne ilmenitovo-hematitový tuhý roztok s T_c = okolo 200 °C. Jednokomponentný magnetický minerál, pravdepodobne titanomagnetit s T_c blízkou magnetitu, je v nefelinickom bazanite z kameňolomov Konrádovce (lokalita 19 a 20). Z obr. 6. vidieť, že krivky zmeny hodnoty $\varkappa$ s teplotou ako pri vyhrievaní, tak i pri chladnutí vzorky poukazujú, že k zmene Curieovej teploty vzorky vplyvom teploty nedochádza. Táto hornina sa vyznačuje vysokou magnetickou i smerovou stabilitou RMP voči demagnetizácii striedavým magnetickým poľom, reverznou RMP. Stredná inklinácia RMP hornín lokality 19 je —64,4°, I_{str} lokality 20 je —68,7°. Vysokou magnetickou a smerovou stabilitou RMP a inklináciou I_{str} = —63,4° (Orlický et al., 1982) sa vyznačuje tiež nefelinický bazanit lokality 14 (na JV od Veľkých Draviec). Nositeľom magnetizmu v hornine je minerál s T_c okolo 170 °C. Z kriviek „počas vyhrievania vzorky" (obr. 6) sa Curieovými teplotami blízkymi T_c magnetitu vyznačujú vzorky lokalít 1, 15, 17, 18, 24. Curieove teploty vzoriek ostatných lokalít (4, 11, 12, 22) majú väčšie množstvo magnetického minerálu s nízkou T_c, menej magnetitu (titanomagnetitu), výnimočne i hematitu. Pri chladnutí vzorky od 700 °C do laboratórnej teploty sa na krivkách na obr. 6 objavujú okrem hornín lokalít 19 a 20 väčšinou dve magnetické zložky s T_c okolo 200 °C a T_c od 500 do 600 °C.

Predpokladáme, že vo väčšine hornín sa magnetizmus viaže súbežne na ilmenitovo-hematitové tuhé roztoky a titanomagnetity. Vznik reverznej RMP je pravdepodobne viazaný na tuhé ilmenitovo-hematitové roztoky. Reverzná RMP alkalických bazaltov vznikla pravdepodobne samoreverzným mechanizmom.

Permské melafýry Západných Karpát (obr. 9) charakterizuje vo väčšine vzoriek hornín so zápornou inklináciou relatívne nízka magnetická susceptibilita. Väčšina týchto vzoriek po postupnom vyhrievaní nad 750 °C a chladnutí do laboratórnej teploty vykazuje extrémny nárast $\varkappa$ (obr. 9). Tento efekt poukazuje, že po vyhriatí nad 750 °C vzniká z pôvodnej paramagnetickej zložky magnetický minerál fero alebo ferimagnetický, ktorého $\varkappa$ je desiatky, v ojedinelých prípadoch stokrát vyššia ako pôvodná hodnota. Túto metódu aplikoval autor článku v paleomagnetickej praxi ako prvý (Orlický, 1985; 1986b). V súčasnosti sa robia viaceré fyzikálne analýzy, aby sa identifikovala kvalitatívna zmena tohto pôvodne paramagnetického minerálu. Ich výsledky zatiaľ nie sú známe. Predkladáme však analýzy magnetických minerálov pomocou meraní Curieových teplôt práškovej vzorky melafýru (obr. 8).

Vzorky melafýrov s kladnou inklináciou RMP (napr. T-47, T-60, T-61, T-63) a relatívne vysokými hodnotami $\varkappa_{25}$ (obr. 9) vykazujú Curieovu teplotu buď čistého magnetitu (obr. 8; T-47 a T-63) s malým množstvom magnetickej zložky s T_c nad 300 °C, (zodpovedajúcej asi titanomagnetitu alebo blízke T_c hematitu) alebo maghemitu (obr. 8; T-60, T-61). Ostatné vzorky melafýrov, väčšinou s nízkymi hodnotami $\varkappa_{25}$ a zápornou inklináciou RMP, vykazujú Curieove teploty zodpovedajúce hlavne hematitu s prítomnosťou malého množstva titanomagnetitu blízkeho magnetitu (obr. 8; T-2, T-44, T-46, T-51, T-52, T-65). Vo vzorkách T-27, T-43, T-56 a T-58 (obr. 8) je okrem uvedených minerálov tiež malé množstvo titanomagnetitu s T_c 300 až 400 °C. Anomálne sa magnetická frakcia prejavuje v nameranej zmene hodnoty $\varkappa$ s teplotou pri kontinuálnom chladnutí vzorky od 775 °C do laboratórnej



Označenie odkryvu	$\varkappa_{25}$ x10^6 [SI]	$\varkappa_{800-1000}$ x10^6 [SI]	I_s (°)	D_s (°)
T- 2	1 268	55 812	22 00	291 0
T- 4	44 312	47 680	-1.0	304 0
T- 8	668.0	.4 687	36.0	294 0
T- 27	593.0	10 200	-44.0	260.0
T- 42	26 063	30 493	-51.6	242.7
T- 43	4 525	22 444	-52.1	277.9
T- 44	500.0	48 625	-65, 6	267 7
T- 46	3975. 0	85 270.0	-15 2	239.4
T- 51	2343.0	14 250	-1.0	248 8
T- 52	2893. 0	34 624	2.2	262 1
T- 56	741. 0	28575	-10.7	254.6
T- 57	3325	50 563	1.9	278.1
T- 58	1588	26 874	-37 6	249.7
T- 65	12925	45 173	-12.4	258 7
T- 70	588	84 935	-15.5	208.0
T- 72	675	48 938	- 45.0	270.0
T- 47	17 325	24 774	42 5	272.8
T- 60	23 438	75 631	35.3	269.3
T- 61	75125	58 600	63.7	142.0
T- 63	30 063	28 950		
T-101	15 575	14 033	20 0	275 0

Obr. 9. Teplotná závislosť magnetickej susceptibility ($\varkappa$) vybraných vzoriek melafýrov. T-46 — označenie vzorky, $\varkappa_t$, $\varkappa_{25}$, $\varkappa_{800-1000}$ — magnetická susceptibilita po vyhriatí na teplotu t a vychladnutí na laboratórnu teplotu ($\varkappa_t$), magnetická susceptibilita bez vyhrievania ($\varkappa_{25}$), magnetická susceptibilita po vyhriatí na 800 až 1000 °C a vychladnutí na laboratórnu teplotu

Fig. 9. The temperature dependence of magnetic susceptibility ($\varkappa$) of selected melaphyre samples. T-46 — the designation of sample, $\varkappa_t$, $\varkappa_{25}$, $\varkappa_{800-1000}$ — magnetic susceptibility of rock after heating to the temperature t and cooling to the laboratory temperature ($\varkappa_t$), $\varkappa$ without the heating ($\varkappa_{25}$), $\varkappa$ after heating to the 800 to 1,000 °C and cooling to the laboratory temperature

teploty. Z obr. 8 vidieť, že pri spätnom chladnutí vzniká vysokomagnetický minerál — titanomagnetit zložením blízky magnetitu.

Vysvetlenie je možné hľadať v premene pôvodne paramagnetického ilmenitu na ferimagnetický titanomagnetit zložením blízky maguetitu. Podobnú interpretáciu autor predložil pri štúdiu iných hornín (Orlický, 1985, 1986b).

V súvislosti s predpokladanou prítomnosťou ilmenitu v melafýroch s nízkymi hodnotami $\varkappa$ a zápornou inklináciou je opodstatnené hľadať vysvetlenie vzniku reverznej RMP v samoreverzii. Rozpad tuhých roztokov titanomagnetitov alebo ilmenitohematitov k takémuto mechanizmu za určitých podmienok vedie.

Záver a diskusia výsledkov

Výsledky štúdia strednojurských bazanitov kvartérno-terciérnych olivinických bazaltov z Nigérie, alkalických bazaltov a permských melafýrov Západných Karpát poukazujú na vplyv premien magnetických minerálov Fe-Ti zlúčenín na magnetické a paleomagnetické vlastnosti horniny.

Zložitosť sekundárnych mechanizmov premien minerálov s chladom na dostupnú techniku pre analýzu magnetickej frakcie neumožňuje zatiaľ podať jednoznačnú odpoveď na tento problém.

Pri identifikácii nositeľov magnetizmu v horninách a sledovaní ich vývojového štádia dominovala aplikovaná metóda určovania Curieových teplôt meraním zmien

počiatočnej magnetickej susceptibility s teplotou v modifikácii, ktorú rozpracoval autor článku (Orlický, 1985).

Prednosťou tejto metódy je jednoduchá príprava vzorky (podrví sa na jemný prášok), ako aj to, že ak sú vo vzorke prítomné viaceré magnetické zložky, výrazne sa prejavia buď na krivke zmeny $\varkappa$ „počas kontinuálneho vyhrievania" alebo na krivke zmeny $\varkappa$ „počas kontinuálneho chladnutia vzorky".

Ďalej sme aplikovali metódu mikroskopie v prechádzajúcom a odrazenom svetle a v obmedzenej miere Mössbauerovu spektroskopiu. Použité metódy sa vzájomne dopĺňajú.

Z výsledkov prezentovaných v práci vidieť, že na magnetické a paleomagnetické vlastnosti horniny má výrazný vplyv štádium premeny Fe-Ti zlúčenín, ktoré nie je, žiaľ, ani v rámci jedného petrograficky zdanlivo rovnakého typu uniformné.

Na základe magnetických charakteristík, výsledkov analýz magnetických minerálov s rešpektovaním zovšeobecnených poznatkov Adeho—Halla et al., (1971) sme dospeli k názoru, že časť strednojurských nefelinických bazanitov z lokality Runka z Nigérie bola vystavená deuterickej vysokoteplotnej oxidácii a časť z nich sa nachádza v pôvodnej nepremenenej podobe. Proces oxidácie tuhých roztokov titanomagnetitov výstižnejšie zohľadňujú poznatky Pečerského (1985), podľa ktorých v priebehu jednofázovej oxidácie titanomagnetitu vzniká katión — deficitný titanomagnetit — titanomaghemit. Tento proces môže prebiehať za prítomnosti vody pri teplotách do 300 °C. Pri teplote 300 — 400 °C sa môže titanomaghemit rozpadať na magnetit a ilmenit, ktoré sa môžu ďalej oxidovať na konečné produkty — hematit a anatas (TiO_2). U prírodných minerálov narastá s rastom jednofázovej oxidácie aj Curieova teplota, magnetická tvrdosť a klesá NRMP. Po nahrievaní horniny s prítomnosťou maghemitu vzrastá v dôsledku jeho heterofázovej premeny NRMP a Curieova teplota je blízka T_c magnetitu. Je možné predpokladať, že opísaný proces jednofázovej oxidácie titanomagnetitu na titanomaghemit sa uplatnil v období formovania nefelinických bazanitov. Výrazný rozdiel v Curieových teplotách a NRMP spočíva v tom, že bazanity s extrémne vysokými hodnotami (tiež olivinické bazalty lokality SMK-1 a BP-1) boli vystavené v postvulkanickom období teplotnému účinku, ale bazanity najmä lokality RK-B-1 a horniny severnej časti lokality RK-B-2 nie.

Výsledky kvartérno-terciérnych olivinických bazaltov Biu plató z Nigérie a alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska ukazujú, že magnetizmus v týchto horninách je viazaný na ilmenitovo-hematitové tuhé roztoky a na titanomagnetity s Curieovou teplotou blízkou T_c magnetitu. Prevaha študovaných hornín má inverznú RMP, o ktorej sa predpokladá, že vznikla samoreverzným mechanizmom.

V permských melafýroch s inverznou RMP a nízkymi hodnotami $\varkappa$ je dominujúcim nositeľom magnetizmu hematit, podradne magnetit. V týchto horninách detegovalo meranie T_c a meranie zmien $\varkappa$ pevnej vzorky s teplotou prítomnosť paramagnetického ilmenitu, z ktorého po jeho vyhriatí nad 750 °C a vychladnutí na laboratórnu teplotu vznikol titanomagnetit s T_c blízkou magnetitu. Predpokladáme, že pôvodnými nositeľmi magnetizmu v týchto horninách boli titanomagnetity, v priebehu ich rozpadu a ich ďalších premien boli v určitom vývojovom štádiu nositeľmi magnetizmu ilmenitovo-hematitové tuhé roztoky, kedy samoreverziou vznikla aj inverzná RMP týchto hornín. V súčasnosti sa v hornine vzhľadom na postupujúce premeny izolovane z ilmeni-

tovo-hematitových tuhých roztokov zachoval hematit, na ktorý sa viaže stabilná RMP a paramagnetický ilmenit. Priamy laboratórny dôkaz vzniku inverznej RMP sa zatiaľ neurobil.

Problém premien a rozpadu Fe-Ti zlúčenín a v tej súvislosti tiež vznik inverznej RMP hornín samoreverziou opísali mnohí autori (Ade—Hall, 1969; Ade—Hall et al., 1971; Becker, 1980; Cox, 1973; Lawson et al., 1985; Nagata, 1965; Orlický, 1985; Pečerskij et al., 1975; Tarling, 1974). Priamych laboratórnych dôkazov vzniku inverznej RMP samoreverzným mechanizmom je pre veľkú zložitosť problému a hlavne obťažnosť definovania podmienok, za ktorých inverzná RMP vzniká, zatiaľ málo. Pestrosť v kvalitatívnom, najmä však v kvantitatívnom zložení magnetickej frakcie v horninách dovoľuje predpokladať, že má dominujúci vplyv na magnetické vlastnosti včítane polarity a veľkosti RMP horniny.

Literatúra

Ade-Hall, J. M. 1969: Opaque petrology and the stability of natural remanent magnetism in basaltic rocks. *Geophys. J. Roy astron. Soc. (Oxford), 18, 93 — 107.*

Ade-Hall, J. M. — Palmer, H. C. — Hubbard, T. P. 1971: The magnetic and opaque Petrological Response of Basalts to Regional Hydrothermal Alteration. *Geophys. J. Roy. astron. Soc. (Oxford), 24, 137 — 174.*

Becker, H. 1980: Magnetic anomalies (AZ) in NE Iceland and their Interpretation Base on Rock — Magnetic Investigations. *J. geophys. Res., 47, 43 — 56.*

Cox, A. 1973: Plate tectonics and Geomagnetic reversals. *San Francisco, 172 — 173.*

Kogbe, C. A. 1976: Geology of Nigeria. *Elizabethan Publishing Co., 94 — 96, 132 — 133.*

Lawson, Ch. A. — Ir Nord, G. L. — Champion, D. E. 1985: A phenomenological explanation of self-reversal in ILM-Hem. *In: International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Vol. 1., 195.*

Lipka, J. et al. 1983: Mössbauerova spektroskopia hornín, II. etapa. *Manuskript — Katedra jadrovej fyziky a techniky Elektrotechnickej fakulty SVŠT Bratislava.*

Lipka, J. — Koch, C. J. W. — Orlický, O. — Morup, S. — Madsen, M. B. 1986: A study of rock magnetism of Nigerian rocks, Part I. *Phys. chem. Minerals, Denmark.*

Lipka, J. — Koch, C. J. W. — Orlický, O. — Morup, S. — Madsen, M. B. 1986a: A study of rock magnetism of Nigerian rocks, Part II. *Effect of heating. Phys. chem. Minerals, Denmark.*

Muška, P. — Orlický, O. 1975: Paleomagnetizmus v Karpatoch — paleomagnetický výskum Nízkych Tatier, Malých Karpát, Braniska a Čiernej hory. *Manuskript — Geofyzika závod Bratislava.*

Muška, P. — Orlický, O. 1976: Paleomagnetizmus v Karpatoch — paleomagnetický výskum Nízkych Tatier (západná časť). *Manuskript — Geofyzika závod Bratislava.*

Muška, P. — Vozár, J. 1978: Paleomagnetizmus hornín mladšieho paleozoika Chočského príkrovu. *Miner. slov., 10, 193 — 200.*

Nagata, T. 1965: Magnetizm gornych porod. *Moskva, Mir, 93, 151, 221 — 225.*

Orlický, O. — Kropáček, V. — Vass, D. 1982: Paleomagnetizmus a rádiometrický vek alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. *Miner. slov., 14, 97 — 116.*

Orlický, O. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. 1985: Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-1 v Slanských vrchoch. *Miner. slov., 17, 5, 403 — 413.*

Orlický, O. 1985: Paleomagnetický výskum extruzívnych a intruzívnych vulkanitov Západných Karpát. *Manuskript — Geofyzika závad Bratislava.*

Orlický, O. 1986: Paleomagnetizmus intravulkanických až subvulkanických intruzívnych hornín z oblasti stredného Slovenska. *Miner. slov., 18, 1, 35 — 50.*

Orlický, O. 1986a: Paleomagnetizmus a petromagnetické vlastnosti intruzívnych hornín z oblasti Slanských vrchov. *Miner. slov., 18, 4, 349 — 360.*

Orlický, O. 1986b: Paleomagnetism of selected Plio-Quaternary volcanic rocks of Methana peninsula and small volcanic centers in NW Aegean Arc in Greece. *Sbor. geol. Vied., 20, 83 — 102.*

Pečerskij, D. M. — Bagin, V. J. — Brodskaja, S. U. — Šaronova, Z. V. 1975: Magnetizm i uslovija obrazovanija izveržemnych gornych porod. *Moskva, Nauka, 33 — 36, 97.*

Pečerskij, D. M. 1985: Petromagnetizm i paleomagnetizm. *Spravočnoje posobije dľa specialistov iz smežnych oblastej nauki. Moskva, Nauka, 72.*

Tarling, D. H. 1974: Principles and applications of paleomagnetism. *London, 21 — 27, 115 — 119.*

Vozár, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty, Séria Mineral. Petrogr., Geochém. Ložiská, 1, 7 — 49.*

Magnetic and paleomagnetic properties as consequence of alteration of rock forming minerals

Investigation was made into magnetic properties and mineralogy of Middle Jurassic nepheline basanite from Runka locality, Quaternary to Cenozoic olivine basalt from Biu Plateau, both in Nigeria (Fig. 1), of alkaline basalt from Central and Southern Slovakia (Fig. 2) and of Permian melaphyre from the West Carpathians (Fig. 3). The method of Curie temperature measurements was mainly used being complemented by Mössbauer spectroscopy and microscopical analyse for the detection of magnetic minerals in the rock samples. Kappabridge KLY-2 together with a special instrument of own construction (Orlický, 1985) have been applied for Curie temperature measurements on powder samples or on the magnetic fraction of rocks. Remanent magnetic polarization, magnetic susceptibility and the temperature dependence of magnetic susceptibility in selected rocks have been measured. The detailed measurement results together with analyses of rock samples from Nigeria are in Tab. 1. Mössbauer's spectra of selected rocks are in Fig. 5. Results of Curie temperature measurements are in Figs. 4, 6 and 8 whereas results of temperature dependence between magnetic susceptibility and selected magnetic characteristics of alkaline basalt and Permian melaphyre, both from the West Carpathians, are in Figs. 7 and 9, respectively.

Interpretation of results with respect to the alteration process concerns only changes affecting the original magnetic phase, mostly titanomagnetite.

Two different stages of magnetic phase development have been identified in Middle Jurassic nepheline basanite samples: a magnetic phase characterized by single, low Curie point (80 — 130 °C) and common values of NRMP and a second phase characterized by nepheline basanite samples displaying single higher Curie points (340 — 590 °C) and also extremely high values of NRMP. The first type with low Curie temperature corresponds to unaltered basanite whereas the second one is related to average, moderate, state of deuteric oxidation in accordance with Ade-Hall et al. (1971). The carriers of magnetism in both types of nepheline basanite are supposed to be titanomagnetite of different stage of development according to Lipka et al. (1986). Titanomagnetite may be present as carrier of RMP in nepheline basanite due to the feature of one phase titanomagnetite oxidation according to Petcherski (1985, p. 72). It is shown that carriers of magnetism in olivine basalt from Biu Plateau in Nigeria and in alkaline basalt from Central and Southern Slovakia are supposed to be titanomagnetite and ilmeno-haematite solid solutions. Most of basalt samples under study display inverse RMP.

Haematite was detected in melaphyre samples with very low $\varkappa$ values and with reverse inclination of RMP, titanomagnetite (T_c very near to that of magnetite) was detected in melaphyre with high $\varkappa$ values and positive NRMP, on the base of Curie temperature measurement data. Titanomagnetite (T_c value very near to that of magnetite) was identified in melaphyre with originally very low $\varkappa$ value and with a negative RMP after heating to 775 °C during cooling to laboratory temperature, due to the alteration of ilmenite.

It may be supposed that titanomagnetite was the original carrier of magnetism in these rocks but it has subsequently been broken down into its constituens oxidized and exsoluted during the time from its origin. Haematite and ilmenite are the present final members of ilmeno-haematite solid solution breakdown series in melaphyre samples displaying negative RMP and low $\varkappa$ values.

It is of great importance for paleomagnetic studies to know whether the observed distribution and polarity of RMP in rocks are simple results of rock magnetization by the geomagnetic field during the generation or represent the consequence of combined influence by the complex behaviour of the geomagnetic field and the alteration process interacting with the magnetic fraction. The idea may be preferred that rocks under investigation acquired their negative RMP polarity due to self reversal in accordance with the presented results and with respect to the knowledge published by Cox (1973, p. 172 — 173).

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Kužvart: **Minerály a horniny v nejstarších literárních památkach a v novější umělecké literatuře** (Bratislava 12. 2. 1987).

V nejstarších literárních památkách se s minerály a horninami setkáváme v eposu o Gilgamešovi, ve Starém zákoně, v antické literatuře, v náboženské i světské středověké literatuře a v islámu. Mineralogické a petrografické náměty nacházíme v poezii V. Nezvala, J. Vrchlického, M. Floriana a v próze V. Řezáče, V. Párala, z cizích autorů pak v díle J. W. Goetha, A. Stiftera, B. Kellermanna, F. Merkenschlagera, T. Manna, H. Adriana, V. A. Obručeva, I. S. Turgeněva, I. A. Gončarova, O. Mandelštama, P. P. Passoliniho a T. E. Lawrence.

V dílech J. Londona Kaňon Samé zlato a W. Bagleye Sesuv jsou s dokonalou znalostí věci popsány geologické metody a jevy — vyhledávání výchozu zlatonosné žíly rýžováním náplavu a svahoviny, a zdůvodnění vzniku sesuvu v důsledku thixotropických vlastností vrstvy jílu mělce pod svažitým povrchem. Přednáška byla zpracována podle dvou kapitol knihy Kámen ve službách civilizace, která vyjde pravděpodobně v nakladatelství Academia v roce 1988.

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 61 — 68*

K prognózam primárneho zlatého zrudnenia v pohorí Považský Inovec

STANISLAV POLÁK

Mýtna 39, 811 05 Bratislava

Doručené 27. 2. 1986

К вопросам коренного золотоносного орудинения в горах Поважского Иновца, Западная Словакия

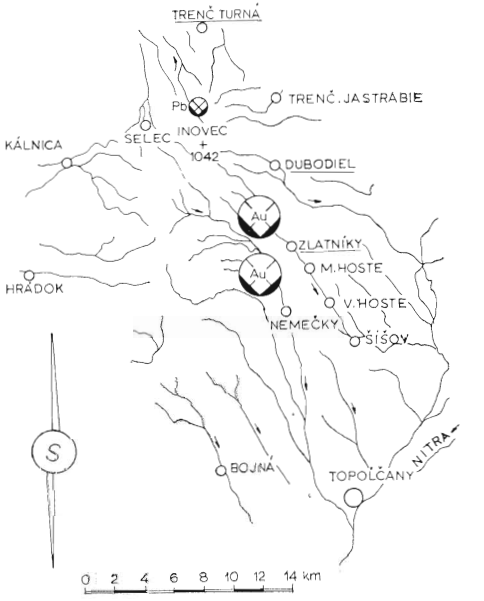
Изучение и реинтерпретация вопросов касающихся первичных источников обширных золотоносных отложений на северовосточных склонах гор Поважского Иновца подтверждает, что снос золота происходит за счёт коренных месторождений этих гор. Единственное известное месторождение золота в этих горах находится ниже уровня сноса вторичных золотоносных осадков. Имеются предположения, что коренные месторождения золота, которые были источником осадочного накопления золота, были уже оддендудирсванные. Существовавшая концепция о возможных источниках золота в горах Поважского Иновца кажется нереальной.

Contribution to gold ore forecasts in the Považský Inovec Mts. area, Western Slovakia

Reassuming the possibilities to locate primary sources of gold placers in the northeastern part of the Považský Inovec Mts. led to the conclusion that gold content into placers has been transported from crystalline outcropping immediately above the placer deposits. However the single known ore occurence containing visible gold is located on the opposite slope of the mountains from which gold could not have migrated into the placers. It is also possible that the primary source for placers has totally been eroded. Previous views on the origin of placer gold from the altered zone immediately located above the highest historical workings in placers seem to be unfounded.

Na východnom úpätí severnej časti pohoria Považský Inovec v širšom okolí obcí Nemečky, Zlatníky a Dubodiel (obr. 1) sú známe rozsiahle kvartérne dobývky rozsypového zlata (Polák, 1969c). Sú to nesporne najväčšie historické povrchové dobývky na Slovensku vôbec. Počiatky tunajšej exploatácie spadajú možno až do predhistorických čias, ale hlavný rozkvet, súvisiaci s dokázateľnou inváziou technicky vyspelých nemeckých prisťahovalcov — hostí, čo potvrdzuje aj rad pomenovaní obcí na okolí (napr. Hoste, Nemečky a iné), podľa všetkého zaznamenala v predhusitskej dobe.

Aj keď miestami ešte aj dnes pozoruje-



Obr. 1. Pozícia kvartérnych rozsypových dobývok zlata v Považskom Inovci. A — dobývky zlata, Pb — rudný výskyt Trenčianska Turná

Fig. 1. Localization of placer gold deposits in the Považský Inovec Mts. area. A — placer gold working, Pb — base-metal ore occurrence near Trenčianska Turná village

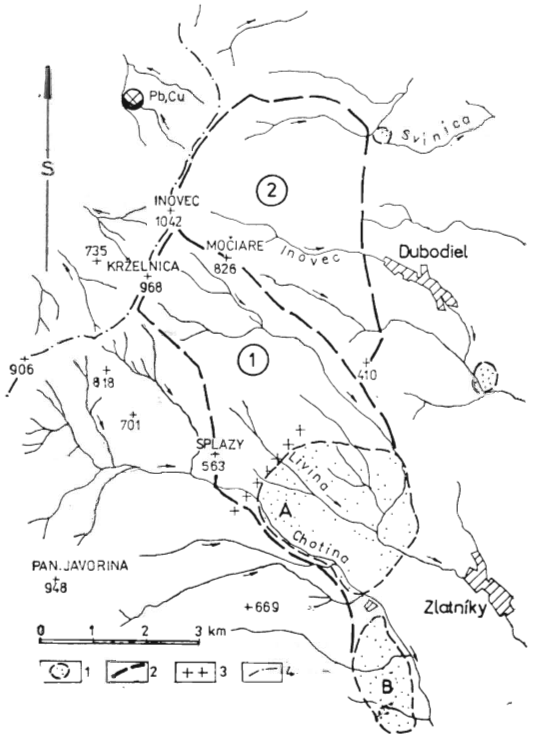
me zvyšky vyspelej hydraulickej technológie povrchového dobývania zlata (Polák, 1969b), prekvapuje nás, že tu nevidno žiadnu väčšiu snahu identifikovať primárny zdroj tunajšieho rozsypového zlata. V histórii nášho baníctva, najmä v ťažbe zlata, je to úplne neznámy a anomálny jav. Okrem niekoľkých nepatrných píng, už oveľa mladších, nenachádzame tu žiadne práce, ktoré by sme mohli považovať za relikty takéhoto vyhľadávania. Musíme konštatovať, že od prvého geologického spracovania dobývok (Polák, 1969a, 1969c, 1970, 1971) do súčasnosti sa v tomto smere podstatnejšie nepokročilo. Čiastkové informácie, získané pri rôznych iných prieskumných úlohách, však dovoľujú hlbšie analyzovať celý problém a prognózovať existenciu, charakter a ložiskovú formáciu primárneho zlatého zrudnenia v tomto pohorí. Vychádzalo sa pritom aj z komplexného rozboru doteraz niekedy podceňovaných alebo prehliadaných informácií, z novších geofyzikálnych i pôdnogeochemických prác, ako aj z najnovších autoptických terénnych poznatkov.

Celá problematika sa rozdelila na čiastkové problémy, ktoré sa sledovali samostane, ale s prihliadaním na konečný účel.

Distribúcia zlatonosných rozsypov

Treba si dať zdanlivo naivnú otázku: je priľahlá časť pohoria zdrojom zlatonosných rozsypov, alebo bolo zlato do týchto oblastí importované? Na prvý pohľad je totiž nelogické, že práve najrozsiahlejšie povodie riečky Chotina (obr. 2), prameniacej neďaleko chrbta pohoria a drenujúcej rozsiahly terén na juhozápade a západe celej zlatonosnej oblasti, je prakticky nezlatonosné, s výnimkou dolnej časti toku asi 1 km na JV od kóty Splazy (563 m), teda od myslenej čiary smeru JZ — SV, na ktorej končia aj staré dobývky nad obcou Zlatníky (skupina starých dobývok A). Najväčšie dobývky v okolí riečky Chotina (skupina dobývok B) sú akoby po prúde posunuté o niekoľko kilometrov a mohli by sa považovať i za najmladší produkt deštrukcie alebo bočnej erózie skupiny A, ktoré spôsobila práve táto riečka.

V zlatníckej skupine dobývok badať vo vyšších polohách (celkový výškový rozdiel tunajších dobývok je temer 110 m) určité ich zoskupenie okolo recentných tokov a terénnych ostrovov. Intaktná je však laterálna časť ich alúvií alebo ich bezprostredného okolia. Viac to svedčí o recentnej erózii akejsi staršej prisvahovej série s niekoľkými zlatonosnými obzormi ako o ich spojení so súčasnou morfológiou terénu.



Obr. 2. Zlaté dobývky Zlatníky — Dubodiel a predpokladaný primárny zdrojový terén. A — skupina dobývok Zlatníky, B — skupina dobývok Nemečky, 1 — staré dobývky, 2 — hranice priľahlej znosovej oblasti, 3 — zóna Stará hora, 4 — chrbát pohoria

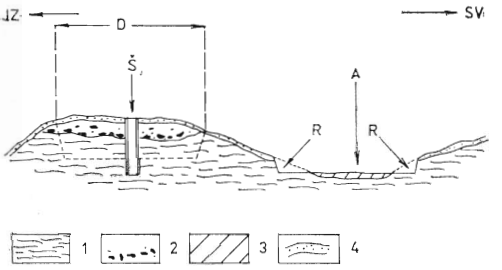
Fig. 2. Placer gold workings near the Zlatníky and Dubodiel villages and the suspected primary source area. A — grouping of historical mining works near Zlatníky, B — grouping of historical mining works near Nemečky, 1 — old working, 2 — limits of the neighbour source area, 3 — altered zone near Stará hora, 4 — mountain ridge

Niektoré excentricky položené dobývky (napr. juhovýchodne od obce Dubodiel), ako aj mnohé nálezy zlatiniek v potokoch rozrušujúcich obdobné prisvahové sedimenty s exotickým materiálom v širšom okolí (napr. v okolí obce Bojná) akoby poukazovali, že rozsypové koncentrácie zlata by mohli byť aj zvyškom neznámych paleofluviálnych sedimentov na východnom okraji pohoria — teda podobne, ako to predpokladáme o zlatom zrudnení pri Zlatých Moravciach.

Recentný prenos zlatiniek v potokoch erodujúcich okolie starých dobývok skupiny A, a to najmä v častiach nad (!) týmito dobývkami však napovedá, že v každom prípade musíme s ním rátať ako s analogickým pochodom, ktorý sa uplatňoval už pri tvorbe fosílnych zlatonosných náplavov v určitom denudačnom vývoji pohoria. Sieť potokov sa iste menila a s recentnou sieťou sa v minulosti nezhodovala. Aj petrologické zloženie a stupeň opracovania obliakov z dobývok jasne poukazuje na krátky transport, vyslovene z priľahlej časti pohoria. Pri paleofluviálnych zlatonosných náplavoch s importovaným zlatom by nebolo vzniklo také mohutné zlatonosné súvrstvie s relatívne malou šírkou a analogické relikty by sa boli našli aj ďalej na sever alebo na juh.

Charakteristickým materiálom vo všetkých dobývkach sú málo opracované úlomky rôznych typov kremeňa, sčasti iste laterálne-sekrečného pôvodu, aké sú bežné aj v kryštaliniku nad dobývkami. Už dávnejšie sme konštatovali, že veľkosť úlomkov smerom do pohoria prudko narastá (až nad objem 1 m^3), jedná sa teda o akési prirodzené vytriedenie podľa ich veľkosti a podľa unášacej schopnosti fosílnych, ale aj recentných tokov. To je dôkazom, že tie úlomky prinieslo z priľahlej časti kryštalinika.

Nové možnosti poskytuje prehodnotenie ložiskovej situácie na dvoch najvyšších dobývkach zlatníckej skupiny (Speváčka a Stará hora) zobrazené na obr. 3. Ako ukazujú staršie prieskumné diela a dva staré krátke vrty, tieto dobývky sledovali výrazné rozhranie skalného podkladu s fosílnym, málo triedeným sedimentom, na ktorom sa hromadili úlomky až balvany rôznych kremeňov a spolu s nimi aj zlatinky. Uvedené skalné rozhranie je



Obr. 3. Schéma ložiskovej situácie Zlatníky, stará dobývka Stará hora. 1 — alterované horniny zóny Stará hora, 2 — sedimenty s úlomkami kremeňa v spodnej časti, 3 — recentné delúvium a alúvium, 4 — najmladšia hlinitá skrývka, D — priečny profil dobývky, Š — prieskumná šachtica, R — prieskumné ryhy, A — alúvium

Fig. 3. Sketch map of old mining works, Stará hora locality near Zlatníky village. 1 — altered rocks in the Stará hora zone, 2 — sediment containing quartz fragments in its lower part, 3 — recent delluvial and alluvial sediment, 4 — youngest loamy cover, D — transversal profile accross the working, Š — prospection shaft, R — prospection dig, A — alluvial sediment

paralelné (!) so súčasným spádom okolitého terénu, i keď blízke potoky sú už dnes hlbšie zarezané do skalného podkladu. Dobývky sú pretiahnuté v smere spádu pohoria (SZ — JV), teda nie sú to priečne potočné korytá alebo terasy.

Podľa týchto pozorovaní má tunajšie zlato pôvod pravdepodobne v priľahlých častiach pohoria a tam treba hľadať aj jeho primárny zdroj.

Známe primárne zlaté zrudnenie

Pri novom preverovaní známych zrudnení a tradovaných výskytov zlata v severnej časti pohoria sa zlato našlo len v jednej lokalite. Z rudného materiálu zo starej štôlne Ján Baptista na západných svahoch pohoria (kataster Trenčianska Turná) sa nedávno podarilo Hanasovi zistiť prvú vizuálne pozorovateľnú zlatinku v kremennej žilovine, ktorá je súčasťou tunajšieho len málo známeho polymetalického výskytu (obr. 1). Aj v potoku drenujúcom okraj tohto zrudnenia sa vyryžovalo niekoľko zlatiniek (podľa archívnych dokumentov sa aj tu krátkodobo ryžovalo). Historické analyzačné listy, najmä analýzy z r. 1787, ukazujú tu síce konštatný, ale iba veľmi malý obsah zlata v olovenej rude (0,3 ppm), ktorý sa v galenitovom koncentráte zvýšil iba na 1 ppm.

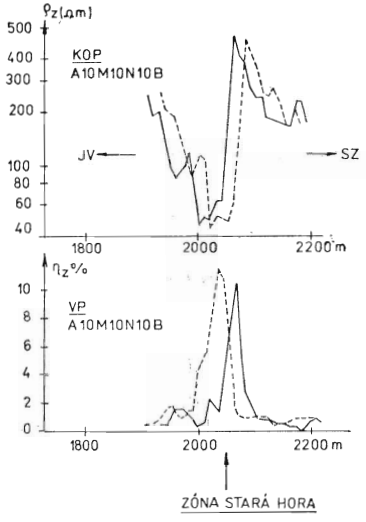
Táto informácia umožňuje považovať toto zrudnenie za určitý analogón možného primárneho zdroja zlata pre všetky zlatnícke rozsypové dobývky. Na druhej strane však niekoľko desiatok starších analýz rôznych typov kremeňov z kameníc vlastných dobývok vykazuje maximálny obsah 70 ppb zlata. Novšie analýzy to znovu potvrdzujú. Iba v niekoľkých kremeňoch sa zistili i relikty slabej Cu mineralizácie.

Obdobné polymetalické výskyty ako v Trenčianskej Turnej nie sú v teréne nad dobývkami typu A zatiaľ známe, aj keď výsledky regionálneho geochemického prieskumu možnosť existencie polymetalických zrudnení v týchto miestach do určitej miery signalizujú.

Vzťah zlatého zrudnenia k alterovanej zóne Stará hora

Už pred temer 20 rokmi sa v priestore okolo horárne Stará hora zistila výrazná hydrotermálne alterovaná zóna, dnes označovaná ako zóna SH. Vystupuje v umelých odkryvoch konštantne na všetkých najvyšších dobývkach skupiny A ako pomerne mäkký skalný podklad. Ide o silne foliované, striebristoleskłé fylitické alebo fylonitizované horniny žltkavej až šedastej farby. Dominuje silná sericitizácia. Hoci sa nikde nezistil laterálny prechod do susedných svorových až svororulových hornín kryštalinika, predpokladáme ich primárnu litologickú totožnosť.

Aj keď sa táto zóna vôbec neprejavuje zvýšeným obsahom metalických prvkov v pôde, predsa sa dá geofyzikálnymi metódami (nízky odpor. vysoká vybudená polarizovateľnosť) dobre identifikovať (obr. 4). Aj keď nízka, predsa nápadná je v nej disperzia kryštálov pyritu, ktoré sú slabo zlatonosné (pyritové koncentráty mali 1,44 až 2,48 ppm Au bez viditeľného zlata); iné produkty prípadnej hydrotermálnej činnosti alebo mineralizácií sa v zóne SH doteraz nezistili. Dlhé roky sa predpokladalo, že práve zlatonosnosť tunajších pyritov je dôkazom ich úzkeho spojenia s primárnou zlatou mineralizáciou. Keď sa neskoršie potvrdila aj zlatonosnosť hydrosiete nad touto zónou, vysvetľovalo sa to možným opakovaním podobných zón v protiprúdnom smere vo vyšších častiach pohoria. Žiaľ regionálne geofyzikálne profily už nedetekovali žiadne analogické inhomogenity. Naviac ak by bol býval primárny zdroj zlata situovaný niekde na vrchnom okraji najvyšších starých dobývok, potom by ho už boli odkryli aj naši predchodcovia. Nevyriešenou zostáva aj otázka, prečo dobývky miestami aj niekoľko metrov zasahovali do skalného podkladu, keď my sme zistili zlatinky iba z rozhrania skalného podkladu a mladšej skrývky (obr. 3).



Obr. 4. Zlatníky, geofyzikálny profil IV (Vybíral, 1970). Identifikácia polarizovanej zóny Stará hora geofyzikálnymi metódami

Fig. 4. Zlatníky, geophysical profile No IV (according to Vybíral, 1970). Identification of the Stará hora polarized zone by geophysical means

Čo teda reprezentuje táto zóna SH a aké je jej ložiskové postavenie? Z celkovej morfológie pohoria vidno, že práve v zóne SH dochádza k výraznému zlomu priečneho profilu pohoria. Zatiaľ čo jej západná strana má strmší reliéf až k chrbtu pohoria, na východ od nej sa akumulujú mladé prisvahové sedimenty a zrejme tu sa končí aj unášacia schopnosť recentných a podobne aj fosílnych tokov. Je to akási fosílna hranica medzi eroduj úcou a sedimentačnou činnosťou hydrosiete, ktorá býva miestom vzniku rozsypových ložísk zlata.

Geologická interpretácia funkcie zóny SH je zatiaľ problematická, pretože jej priebeh možno sledovať sotva na 1 km. Azda ide o rozsiahlejšiu plochú presunovú líniu v stavbe tunajšieho kryštalinika, paralelnú s plochou lamináciou a foliáciou okolitých hornín. V starej dobývke Speváčka sa zistili aj silne rozvalcované čierne bridlice (rarita v tunajšom kryštaliniku), ktoré túto domnienku umocňujú.

Objavili sa aj pokusy (Rak, 1985, ústna informácia) spojovať primárny zdroj zlata s nedávno zistenou arzénovou anomáliou Vtáčí vŕšteк. Lenže okolo nej sa nikde nenašla zlatinková aureola, ktorá by mohla tento názor potvrdiť, a nevidno ani koreláciu medzi obsahmi Au/As.

Doterajšie práce a aplikácia výsledkov

Doteraz sa nerealizovala žiadna úloha so zameraním na vyhľadanie a identifikáciu primárneho zdroja zlata pre zlatnícke rozsypové dobývky. Opierame sa len

o informácie z niektorých všeobecných vyhľadávacích geochemických úloh v celom pohorí, prípadne z kombinovaných geofyzikálno-geochemických profilov.

Celková distribúcia zlatiniek v recentných náplavoch hydrosiete síce pomerne presne limituje možnú pozíciu primárneho zdroja v priľahlom pohorí (obr. 2), ale necháva nedoriešenou otázku jeho lokalizácie. Počet zlatiniek v smere proti prúdu potokov postupne klesá, prípadne sa objavujú sterilné partie, čo je pri slabnúcej dezintegračnej a akumulačnej činnosti, najmä pri malom množstve ryžovaním spracovaného materiálu, pochopiteľné. Nevýrazné sú aj výsledky meraní na niektorých doterajších geochemických profiloch, aj keď tu ojedinele badať slabé indície predpokladaných nepriamych indikátorov zlatého zrudnenia (napr. As, Sb, farebnokovové prvky). Pokus riešiť to sledovaním granulometrie zlatiniek alebo sprievodných obliakov kremeňa sa hneď v začiatkoch ukázal nepoužiteľným. Priama analýza materiálov na zlato naráža stále na problémy kapacitných možností.

V súčasnosti sa najvýhodnejším javí postupné doplňovanie siete šlichov novými odbermi z horných častí potokov pri zvýšenom množstve spracovaného materiálu, z delúvií, elúvií a kolúvií, ako aj aplikácia metódy tzv. mullovej analýzy. Bude ale treba preklenúť problém miestami enormnej hlinito-sutinovej recentnej skrývky.

Možno, že podobné problémy, s ktorými sa stretávame dnes (najmä skrývka), boli už vážnou brzdou i v minulosti, ale dnešné rozsypové dobývky môžu byť len akýmsi torzom úplne oddenudovaného primárneho zrudnenia (sic!). Spomínaná lokalita polymetalického zrudnenia však signalizuje aj možnosť objaviť na základe týchto prác inú rudnú formáciu, prípadne zrudnenie s paragenézou charakteristickou pre hlbšie partie oddenudovaného vlastného zlatého zrudnenia.

Vyhraničenie prognózneho územia

Dnes je zrejmé, že staré dobývky rozsypového zlata nereprezentujú celkový rozsah a objem zlatonosných sedimentov, ale iba najprístupnejšie partie, v minulosti prevažne náhodne objavené najmä vďaka erozívnym činiteľom. Predpokladáme dokonca, že sa zachytávalo predovšetkým hrubšie zlato (1 mm a viac) alebo drobné nugety. V dobývke Žobrák sa dokonca zistil akýsi maximálny skrývkový pomer medzi zlatonosnou polohou a nadložnou skrývkou temer 1 : 20, za ktorý už staré práce nepokračovali.

Doteraz intaktné partie zlatonosných sedimentov považujeme z hľadiska zlatonosnosti za perspektívne, ale dnes by ich exploatácia nebola ekonomicky efektívna. Treba sa zamerať na hľadanie primárneho zdroja toho zlata.

Smerom na S a SV od riečky Chotina sa rozsah starých dobývok (skupina A) postupne zmenšuje, resp. (medzi obcami Dubodiel a Trenčianske Jastrabie) sa obmedzuje na niekoľko izolovaných objektov obyčajne v tesnej blízkosti hlbšie erozívne zarezaných potokov. Napriek tomu recentný znos zlatiniek z priľahlého svahu pohoria sa potvrdil až po potok Svinica (tu sa zistili najsevernejšie, i keď už malé staré dobývky). Celková šírka priľahlého prognózneho územia v smere JZ — SV je teda temer 5 km (obr. 2), pričom do úvahy musíme brať aj postupné vyznievanie primárnej zlatej mineralizácie v smere na S až SV.

Neriešenou otázkou je aj ostré ukončenie starých dobývok a paralelne s tým aj možné primárne zlaté zrudnenie na JZ až J na línii riečky Chotina. Neďaleko nej prebieha podľa súčasnej geologicko-tektonickej koncepcie rozhranie smeru Z — V medzi južným a diaftoritizovaným severným blokom kryštalinika pohoria, ktoré by azda mohlo byť aj jedným z limitujúcich

faktorov. V každom prípade je toto rozhranie zdôraznené aj náhlym vývojom a mocnosťou mladých prisvahových sedimentov v severnom bloku. Celá táto koncepcia však nie je natoľko rozpracovaná, aby sme ju mohli považovať za dôveryhodnú. Aj vyššie uvedenej polarizovateľnej zóne SH pripisujeme dnes (na rozdiel od starších názorov) viac morfologický ako genetický význam pri vytváraní terénneho zlomu na styku medzi vlastným kryštalinikom a súvrstvím prisvahových sedimentov so zlatonosnými terasami a kanálmi. Skupinu dobývok B nepovažujeme preto za ekvivalentnú skupine A, ale iba za redeponované partie zo skupiny A vo výnosovom priestore riečky Chotina.

Dosiaľ nemáme žiadne geologické alebo morfologické indície, ktoré by umožňovali vyhľadať primárny zdroj zlatého zrudnenia, a aj naďalej budeme odkázaní na jednotlivé sparty geologického vyhľadávania.

Literatúra

Polák, S. 1969a: Príspevok k dejinám ťažby zlata na Slovensku. 1. Zlatníky, okres Topoľčany. *Zbor. Slov. ban. Múz., IV, 69 — 81.*

Polák, S. 1969b: Relikty stredovekej hydraulickej exploatácie zlatonosných rozsypov Považského Inovca. *Dějiny Věd Techn., 2, 254 — 258.*

Polák, S. 1969c: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosílnych sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. *Miner. slov., 1, 39 — 44.*

Polák, S. 1970: Zlatníky VP zlato. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves, 128 s.*

Polák, S. 1971: Zlatníky. *[Čiastková záverečná správa z rozpracovaného vyhľadávacieho prieskumu na zlato a ostatné rudné suroviny v oblasti Považského Inovca.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves, 242 s.*

Vybíral, V. 1970: Správa o geofyzikálnych meraniach na lokalite Zlatníky. *In: Výroční zpráva ÚÚG Brno, 133 — 138.*

Vybíral, V. 1972: Správa z geofyzikálneho prieskumu na akcii Zlatníky. *Manuskript — Geofyzika Bratislava, 21 s.*

Contribution to gold ore forecasts in the Považský Inovec Mts. area, Western Slovakia

Knowledge gained from a recent review and new interpretation of all data explaining the localization of possible primary gold sources for placer deposits above the Zlatníky and Dubodiel villages contradict to some earlier views and allows also new forecast for gold ores in the area of the Považský Inovec Mts. The small base-metal ore occurrence containing visible gold near Trenčianska Turná points to the possibility that not merely hypothetical gold-bearing quartz veins may have served as primary source old gold for placers. On the other hand, it seems possible that the primary sources for placer deposits representing possibly rich gold ores have totally been eroded what may also give explanation to hitherto negative results of prospection.

The hydrothermally altered zone near Stará hora rimming the topmost placer gold ore working in the terrain may not unambiguously be considered to represent primary source for placers despite of submicroscopic gold content in disseminated pyrite. This zone merely represents a pronounced morphological element modifying the boundary between eroded part of the mountain range and young slope-near sediments.

New soil sampling results together with geophysical measurement data did not substantially contribute to the localization of primary gold ores. Areally restricted and weak soil geochemical anomalies containing some indirect indicatory elements (antimony, arsenic, base-metals) may not unambiguously be interpreted and their primary source remains unknown.

Hence the most probable primary source of gold for placers appears in a 5 km long belt rimming the mountain range from the east above the Zlatníky and Dubodiel villages and also above the old placer workings. The only way to exactly identify the primary sources is the return to extensive placer sampling or a detailed geochemical prospection by sampling the gold content in soils or, more

favourably, in the mullrock horizon.

The placer gold workings near Zlatníky represent the most extensive indice of primary gold ores in Western Slovakia with visible gold content where, in spite of long-lasting historical mining, no attempts were made to pass the expoitation into primary ore. Hence under favourable conditions a hitherto untouched and important primary source may be expected. On the other hand, one may not exclude that this primary source already became totally eroded.

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 69 — 80*

Inžinierskogeologické podmienky výstavby jadrovoenergetického zariadenia Južné Slovensko — Mužla

MIROSLAV HRAŠNA

Katedra inžinierskej geológie PF UK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 2. 4. 1986

Инженерогеологические условия строительства атомноэлектрической установки Мужла (Южная Словакия)

В противоположность остальным постройкам, для атомноэлектрических построек, кроме этапа инженерогеологической разведки предусмотренной указом № 45 СГУ с 1976 года, необходимо подготовить и инженерогеологический очерк, с целью выбора территорий на локализацию атомноэнергетического комплекса, это значит такие территориальные участки, которые с точки зрения инженерогеологической пригодны для построек атомноэнергетических сооружений. (Выбор сделан на 6—10 объектах). В сокращённой форме в работе предложен инженерогеологический очерк для локализации атомнознергетических сооружений на территории Южной Словакии в районе деревни Мужла.

Engineering geological conditions of the Mužla nuclear power plant construction (Southern Slovakia)

In contrast to requirements needed for current construction of nuclear power plants, beside the stages of engineering geological investigation prescribed by the Rule No 45 of Slovak Bureau of Geology from 1976, firstly engineering geological study is needed with the aim to point out areal units (6 — 10 localities) suitable for such construction from engineering geological considerations. The papper presents short version of such engineering geological study elaborated for the purpose of localization of a nuclear power plant in Southern Slovakia near Mužla village.

Pri riešení výskumnej témy štátneho plánu RVT Hodnotenie a výber stavenísk jadrových elektrární sa vypracovali aj inžinierskogeologické štúdie pre jadrové elektrárne a teplárne plánované na východnom , západnom a južnom Slovensku (Košická kotlina, okolie Bratislavy, Rimavská kotlina a okolie Mužle). Sú súčasťou geologicko-seizmotektonických štúdií zostavených pre tento účel v rámci hlavnej úlohy 2. etapy Regionálneho geologického výskumu SSR, koordinovanej GÚDŠ Bratislava. Opis inžinierskogeologických podmienok výstavby uvedených jadrovoener-

getických zariadení (JEZ) okrem okolia Mužle uverejní časopis Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inžinierska geológia (Hrašna — Matula, v tlači).

Podkladom pre vypracovanie inžinierskogeologickej štúdie na výber staveniska JEZ Mužla bola priložená inžinierskogeologická mapa a práce uvedené v zo zname literatúry, najmä však geologické, tektonické, seizmologické, geomorfologické a geodetické štúdie obsiahnuté v realizačnom výstupe vyššie uvedenej hlavnej úlohy (Vaškovský et al., 1985).

Inžinierskogeologickú mapu sme zostavili metódou typologického rajónovania (Matula — Hrašna, 1976). Rajóny sme v nej vyčlenili podľa inžinierskogeologického charakteru horninových komplexov určitej genézy, litologického obsahu i stratigrafickej príslušnosti a s nimi úzko spojených morfologických i hydrogeologických pomerov. V prípade vystupovania niekoľkých horninových komplexov nad sebou sa všetky uvádzajú v názve i v symbole rajónov, pričom sa zohľadňuje aj ich mocnosť, napr.: L — rajón polygenetických spraší (mocnosť viac než 10 m), LF′ — rajón polygenetických spraší na terasových sedimentoch (povrch terasy v hĺbke do 5 m), L/F′ — detto, povrch terasy v hĺbke 5 — 10 m. Vzhľadom na účel a mierku mapy sme v nej nezobrazili povrchové komplexy hornín, ktorých mocnosť nepresahuje 2 m. Mapa bola zostavená na základe Prehľadnej inžinierskogeologickej mapy Slovenska 1 : 200 000 — list Bratislava — Nitra (Hrašna et al., 1981) a Geologickej mapy juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000 (Vaškovský — Halouzka, 1976).

Z hydrogeologických faktorov mapa bodovo uvádza hĺbku hladiny podzemnej vody (predpokladaný maximálny stav v gradácii: <2 m, 2 — 5 m, 5 — 10 m a > 10 m), významné zdroje podzemnej vody (zachytené i nezachytené) a plánované širšie ochranné pásma prognóznych zdrojov vody (Bujalka et al., 1971).

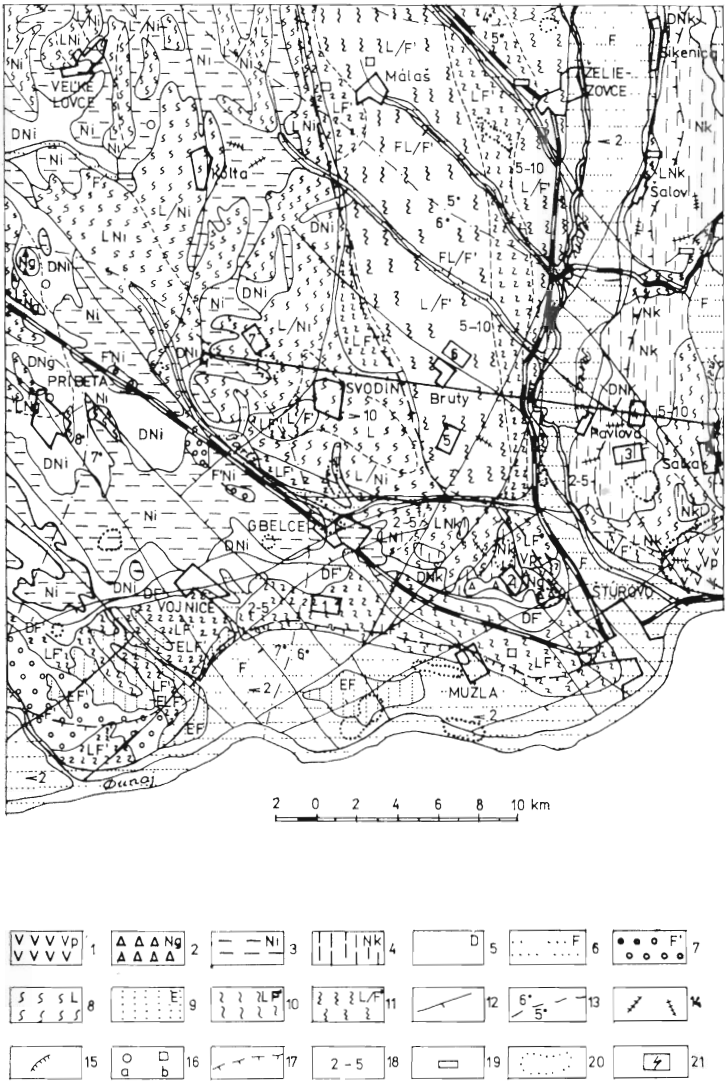
Údaje o ložiskách stavebných nerastných surovín sme prevzali z práce Ťapáka (1974). Z rovnakého podkladu a z práce Mihálika et al. (1971) sme prevzali aj údaje o chránených územiach. Izoseisty vyznačené v mape sú prevzaté z práce Broučka et al. (1978), lebo sú novšie a lepšie vystihujú rozloženie intenzity zemetrasení pozorovaných v danom území než izoseisty uvedené v ČSN 73 0036 (1973). Z početných zlomov porušujúcich geologické prostredie územia sú v mape vyznačené iba významnejšie, prestupujúce rôzne štruktúrne horizonty neogénnych hornín včítane všetkých zistených zlomov s predpokladanou aktivitou počas najmladšieho neogénu a kvartéru.

Inžinierskogeologické pomery a podmienky výstavby JEZ v oblasti Mužle opisujeme po jednotlivých rajónoch vyčlenených v inžinierskogeologickej mape. Výnimku tvoria rajóny deluviálnych sedimentov a eolických pieskov, ktoré vzhľadom na ich relatívne malú mocnosť a charakter uvažovaného diela opisujeme spoločne s príslušnými rajónmi horninových komplexov, ktoré pokrývajú. Pohybovú aktivitu územia, vzhľadom na jej dôležitosť pre situovanie staveniska JEZ, opisujeme samostatne.

Stručná geologická a geomorfologická charakteristika územia

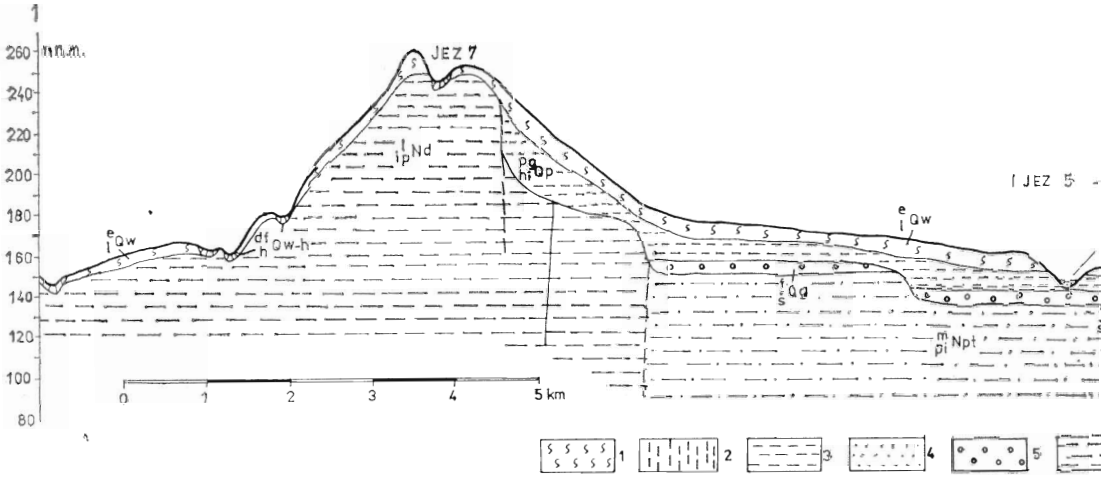
Celé študované územie s výnimkou JV okraja patrí do geomorfologickej oblasti Podunajskej nížiny, prevažne do celku Podunajskej pahorkatiny. Na JV okraji územia zastupuje geomorfologický celok Burda Matransko-slanskú oblasť (Atlas SSR, 1980).

Centrálnu a západnú časť územia tvorí geomorfologický oddiel Hronskej pahorkatiny, v ktorom sú zastúpené neogénne,



Obr. 1. Inžinierskogeologická mapa pre výber staveniska JEZ Mužla. 1 — rajón pyroklastických hornín, 2 — rajón neogénnych štrkovitých sedimentov, 3 — rajón neogénnych ílovito-prachovitých sedimentov, 4 — rajón neogénnych sedimentov (vcelku), 5 — rajón deluviálnych sedimentov, 6 — rajón fluviálnych sedimentov, 7 — rajón fluviálnych terasových sedimentov, 8 — rajón polygenetických spraší, 9 — rajón eolických pieskov, 10 — rajón polygenetických spraší na terasových sedimentoch (povrch terasy v hĺbke do 5 m), 11 — rajón polygenetických spraší na terasových sedimentoch (povrch terasy v hĺbke 5 — 10 m), 12 — významné zlomy, 13 — izoseisty pozorovaných zemetrasení (°MSK), 14 — erózne ryhy, 15 — podmývanie brehov, 16 — významné zdroje podzemnej vody: a — nezachytené, b — zachytené, 17 — plánované širšie ochranné pásmo prognóznych zdrojov vody, 18 — hĺbka (m) hladiny podzemnej vody, 19 — využívané priemyselné zásoby tehliarskych surovín, 20 — chránené územie, 21 — alternatívne staveniská JEZ

Fig. 1. Engineering geological map for the selection of Mužla nuclear power plant location. Engineering geological zones: 1 — pyroclastic rocks, 2 — gravel sediments, Neogene, 3 — argillaceous to silty sediments, Neogene, 4 — undivided Neogene sediments, 5 — deluvial sediments, 6 — fluvial sediments, 7 — fluvial terrace sediments, 8 — polygenetic loess, 9 — eolic sand, 10 — polygenetic loess over terrace sediments (terrace surface up to 5 m depth), 11 — polygenetic loess over terrace sediments (terrace surface in 5 — 10 m depth), 12 — main fault, 13 — isoseists of observed earthquakes (°MSK), 14 — erosion furrow, 15 — river bank scour, 16 — significant ground water source, a — untrapped, b — trapped, 17 — planed broader protection area of prognostic ground water source, 18 — ground water table depth in m, 19 — exploited industrial reserve of brick clay, 20 — protected area, 21 — alternative site of nuclear power plant construction



Obr. 2. Geologický rez 1 — 2. 1 — spraše, 2 — deluviálno-fluviálne hliny, 3 — polygenetické hliny a spraše, 4 — fluviálne hliny a piesky, 5 — fluviálne štrky (1 — 5 kvartér), 6 — íly s polohami pieskov (dák), 7 — piesky a íly (pont), 8 — íly, piesky a sliene, sčasti spevnené (báden — sarmat), 9 — zistené zlomy, 10 — predpokladané zlomy, 11 — alternatívne staveniská JEZ

prevažne ílovito-prachovité, sčasti štrkovité a piesčité sedimenty bádenského — pliocénneho veku, na povrchu často pokryté kvartérnymi najmä sprašovými a deluviálnymi sedimentmi. Pri jej južnom a východnom okraji sú zastúpené tiež fluviálne terasové sedimenty, na povrchu prekryté spraš ami. Územie má nadmorskú výšku 120 — 190 m a typicky pahorkovitý reliéf, členený množstvom vodnatých i suchých údolí. Územie s výskytom fluviálnych terasových sedimentov má menší sklon a je menej členité.

Južná časť územia, ktorú tvoria náplavy Dunaja (sčasti prekryté eolickým pieskom), patrí do geomorfologického oddielu Čenkovskej nivy, sčasti do celku Podunajskej roviny (západný okraj). Fluviálne náplavy s rovinným, málo členeným reliéfom sú zastúpené aj pri východnom okraji študovaného územia v geomorfologických oddieloch Hronskej i Ipeľskej nivy, oddelených Ipeľskou pahorkatinou.

Povrch územia Ipeľskej pahorkatiny je pomerne málo členený, s nadmorskou výškou prevažne 190 — 260 m. Z kvartérnych sedimentov sú v nej zastúpené najmä deluviálne sedimenty a spraše. Podklad tvoria neogénne ílovito-prachovité a piesčité sedimenty bádenského — sarmatského veku.

Najčlenitejší reliéf a najstrmšie svahy má geomorfologický oddiel Burda, ktorý tvoria pyroklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov bádenského veku.

Pohybová aktivita územia

Toto územie patrí k neotektonicky najmobilnejším častiam Západných Karpát. Jeho pohybová aktivita sa do značnej miery prejavuje i v kvartéri, a to pomalými vertikálnymi pohybmi (sčasti plynulými creepovými pohybmi na zlomoch) a rýchlejšími pohybmi sprevádzanými seizmickými otrasmi. Počas neotektonického obdobia došlo v mobilnejšej západnej časti územia k poklesu 2 — 3 km, čo zna-

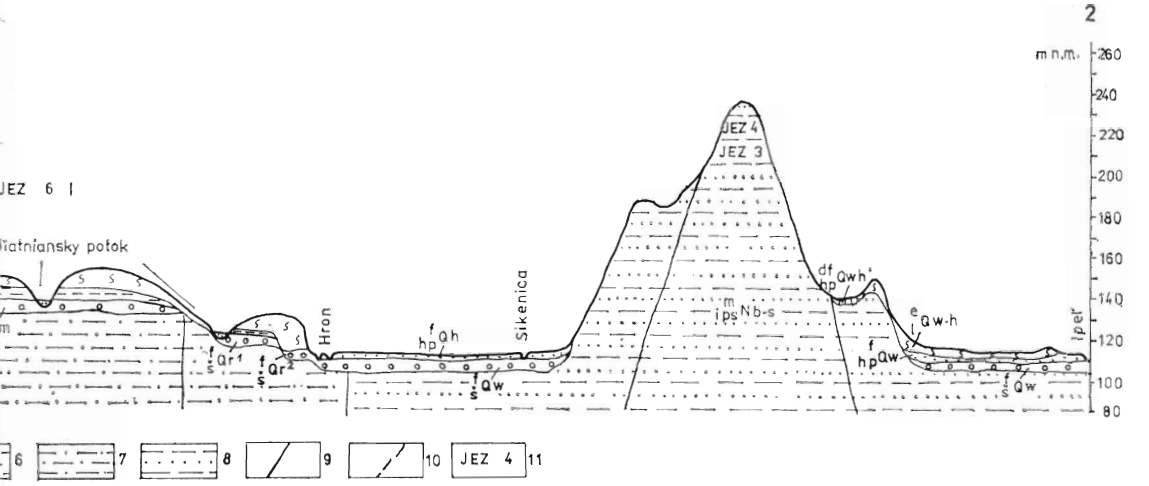


Fig. 2. Geological profile 1 — 2. 1 — loess, 2 — deluvial to fluvial loam, 3 — polygenetic loam and loess, 4 — fluvial loam and sand, 5 — fluvial gravel (1 — 5: Quaternary), 6 — clay with sand intercalation, Dacian, 7 — sand and clay, Pontian, 8 — clay, sand and marl, partly compacted, Badenian to Sarmatian, 9 — fault proved, 10 — fault presumed, 11 — alternative site of nuclear power plant construction

mená, že priemerná intenzita poklesov bola 0,10 až 0,15 mm ročne. Relatívne stabilný bol východný, resp. JV okraj územia, kde dochádzalo k miernemu vykleňovaniu s malou intenzitou pohybov (Mazúr — Kvitkovič in Atlas SSR, 1980).

V priebehu kvartéru sa takmer celé územie zobrazené na mape (obr. 1) vyzdvihovalo. Podľa zvyškov plochého predkvartérneho reliéfu v centrálnych častiach pahorkatín činil celkový výzdvih 230 — 280 m, čo znamená priemernú intenzitu asi 0,13 mm za rok. Výzdvihy čiastkových tektonických štruktúr obmedzených zlomami prebiehali diferencovane a spolu s eróznou činnosťou vodných tokov spolupôsobili pri vývoji dolín a terasových stupňov.

V rôznych obdobiach vývoja sa na vertikálnych pohyboch a stavbe územia podieľali najmä zlomy smeru SV — JZ a SZ — JV, sčasti i smeru S — J a V — Z. Najmä podľa prvých dvoch systémov sú sedimentárne komplexy neogénu rozčlenené na kryhy rôznej veľkosti vytvárajúce systém štruktúrne diferencovaných depresií a hrastov. Posledné tri smery sa do značnej miery uplatnili aj pri formovaní súčasnej riečnej siete (Kvitkovič in Vaškovský et al., 1985): na SJ zlomový systém sa viažu doliny Hrona, Ipľa i niekoľkých menších tokov v území Ipeľskej pahorkatiny; zlomový systém SZ — JV sa uplatnil najmä pri formovaní dolín v Hronskej pahorkatine; VZ smer podmienil priebeh doliny Paríža od Gbeliec až po ústie do Hrona.

Podľa údajov Halouzku (in Vaškovský et al., 1982) zlomový systém smeru SZ — JV spôsobil i priečne rozčlenenie a konvergenciu mindelskej terasy Hrona. Celková výšková diferenciácia je asi 10 m, čo predstavuje intenzitu asi 0,06 mm za rok. Z porovnania báz terás staršieho risu na pravom a ľavom údolnom svahu doliny Hrona (ib.) vyplýva približne rovnaká intenzita pohybov aj podľa SJ (hronského) zlomového systému.

Z výsledkov opakovaných presných nivelačných meraní (Marčák in Vaškovský et al., 1985) vyplýva, že v súčasnosti najintenzívnejšie poklesáva územie doliny Hrona v úseku od Želiezoviec po Kamenný Most (1,5 — 3,0 mm za rok) a územie doliny Dunaja od Modrian po Gbelce (2,0 — 2,5 mm za rok). V ostatných častiach územia dosahujú vertikálne pohyby intenzitu niekoľkých stotín až desatín mm za rok. Relatívne najstabilnejšie je územie zobrazené pri JV okraji inžinierskogeologickej mapy.

Z vyššie uvedeného vidieť, že kvartérna i celková neotektonická intenzita pohybov sú približne rovnaké. Tejto intenzite zodpovedá v podstate aj intenzita súčasných vertikálnych pohybov podľa výsledkov presných nivelačných meraní. Na druhej strane výsledky týchto meraní i vyššie uvedená deformácia mindelskej terasy poukazujú na skutočnosť, že intenzita pohybov, ako aj ich charakter v kratších časových intervaloch, resp. pozdĺž jednotlivých zlomových línií sa môžu od celkových priemerných hodnôt odlišovať.

Seizmicitu územia, ako sme už uviedli, opisujeme v tomto príspevku podľa práce Broučka et al. (1978), ktorá obsahuje mapu pozorovanej makroseizmickej intenzity a katalóg zemetrasení. Izoseisty zobrazené v mape ohraničujú oblasti s rovnakou maximálnou intenzitou pozorovanou v príslušnom území v priebehu ostatných 400 — 500 rokov. (Zjednodušený variant tejto mapy obsahuje aj Atlas SSR z roku 1980.)

Keďže sídla, v ktorých sa v študovanej oblasti zemetrasenia zaznamenali, sú spravidla v základových pomeroch, ktoré zvyšujú úroveň seizmicity, a zväčša i v blízkosti mladých zlomov, izoseisty sú zobrazené v mape na strane bezpečnosti. Naviac v seizmickej oblasti s intenzitou 6 °MSK sa na území zobrazenom na inžinierskogeologickej mape zaznamenala maximálna intenzita iba do 5 °MSK (Gbelce, Mužla, Nána, Štúrovo, Salka, Kamenín, Bíňa a i.) Z tohto hľadiska sú seizmické oblasti uvedené pre dané územie v ČSN 73 0036 nadhodnotené minimálne o 1 °MSK a možno ich považovať skôr za úroveň maximálneho výpočtového než projektového zemetrasenia.

Vzhľadom na energiu a vzdialenosť potenciálnych ohniskových oblastí od územia, ktoré sme študovali, najväčšie ohrozenie predstavuje komárňanská oblasť, kde v roku 1763 zaznamenali zemetrasenie epicentrickej intenzity 9 °MSK. Podľa Dvořáka (1956) medzná izoseista 8 °MSK tohto zemetrasenia prebieha približne po čiare Hurbanovo — Vojnice — Obid a izoseista 6 °MSK po čiare Dvory nad Žitavou — Svodín — Kamenín — Szob.

Najbližšie k východnej časti územia je seizmická oblasť Borzsony s epicentrálnou intenzitou 7 °MSK, ktorá sa v doline Ipľa na našom území prejavuje seizmickou intenzitou do 5°, na maďarskej strane až 6 °MSK.

Podľa priebehu izoseist možno predpokladať, že seizmická energia z komárňanskej oblasti sa pri povrchu šíri najmä pozdĺž zlomov smeru SV — JZ (novozámocký a komárňanské zlomy), resp. podľa hlbšie založeného SJ smeru prechádzajúceho Komárnom. Mimo priebehu tohto zlomu dochádza pri prechode seizmickej energie z panónskeho do podunajského bloku k jej čiastočnému útlmu na hurbanovskom a v rámci podunajského bloku na dobrovodskom zlome. Určitý útlm seizmickej energie zrejme nastáva aj pri jej prechode do relatívne stabilnejšej východnej, vyššie položenej kryhy paleogénnych sedimentov obmedzenej na západe hronským, resp. kravianskym zlomovým systémom.

Podľa rozloženia lokalít, kde sa pozorovali zemetrasenia, a maximálnej zazna-

menanej intenzity možno predpokladať aj šírenie seizmickej energie smerom z juhu na sever dolinou Hrona. Pri ostatných zlomoch je vzťah k šíreniu seizmickej energie menej výrazný.

Inžinierskogeologické pomery a podmienky výstavby vo vyčlenených rajónoch

Z rajónov predkvartérnych hornín relatívne najvhodnejšie inžinierskogeologické podmienky pre výstavbu JEZ poskytuje *rajón neogénnych sedimentov vcelku (Nk)*. Zaberá prevažnú časť územia Ipeľskej pahorkatiny a časť Belianskych kopcov (pri JV okraji Hronskej pahorkatiny).

Horninové prostredie rajónu tvoria najmä íly, sliene a piesky (miestami až pieskovce), ktoré sa striedajú v nepravidelných polohách s mocnosťou niekoľkých centimetrov až metrov. Menšie zastúpenie majú lumachelové a litotamniové vápence a štrky, prípadne až zlepence. Konzistencia ílov a slieňov je prevažne pevná — tvrdá (v hĺbke do 5 m miestami iba tuhá), nesúdržné sedimenty sú spravidla uľahnuté, miestami až stmelené.

Reliéf územia má pahorkovitý ráz s prevládajúcimi stredne strmými svahmi (do 6 — 10°). Vo vrcholových častiach sa zachovali miestami zvyšky plochého predkvartérneho reliéfu so sklonom povrchu do 3 — 5°.

S výnimkou depresných častí územia sa podzemná voda nachádza v hĺbke nad 5 — 10 m. Má spravidla neagresívny charakter, miestami sa vyskytuje síranová agresivita. Významnejšie artézske horizonty sa vzhľadom na geologický a morfologický charakter územia vyskytujú iba vo väčších hĺbkach (nad 100 — 150 m).

Regionálna seizmická intenzita dosahuje na území rajónu 6 °MSK, v severnej časti Ipeľskej pahorkatiny iba 5 °MSK. V blízkosti mladých zlomov, najmä smeru SZ — JV, ktorých aktivita sa predpokladá aj počas kvartéru, však treba predpokladať o 1 °MSK vyššiu lokálnu seizmicitu.

V rajóne sme vytypovali dve alternatívne staveniská JEZ (č. 3 a 4) situované vo vrcholových častiach s malým sklonom povrchu v území Ipeľskej pahorkatiny a jedno stavenisko (č. 2) v obdobných morfologických pomeroch v území Belianskych kopcov.

Pretože sa alternatívne stavenisko č. 2 nachádza bližšie ku komárňanskej epicentrickej oblasti (s najväčšou intenzitou 8 — 9 °MSK), ako aj k hlboko založenému veporskému a dobrovodskému zlomu (pokračujúcemu od Dobrej Vody na JV až k Novým Zámkom a Štúrovu), sú alternatívne staveniská č. 3 a 4 z hľadiska seizmotektonických pomerov situované relatívne vhodnejšie. Aj tu však bude potrebné podrobnejšie preskúmať funkciu zlomov smeru SZ — JV prebiehajúcich v blízkosti stavenísk, a to ako z hľadiska seizmicity, tak z hľadiska ich vplyvu na porušenosť horninových masívov a s tým súvisiacu problematiku výberu celistvého geologického bloku pre výstavbu hlavných objektov JEZ (Hrašna, 1985).

Menej vhodné inžinierskogeologické podmienky pre výstavbu JEZ poskytuje *rajón neogénnych ílovito-prachovitých sedimentov (Ni)*, kde základovú pôdu tvorí stredne až vysoko plastická súdržná zemina tuhej až pevnej konzistencie, pokrytá deluviálnou hlinou obdobného charakteru mocnosti 0,5 — 2,0 m, resp. v rajóne DNi — 2 — 5 m.

Reliéf územia má obdobný charakter ako v rajóne Nk; zvyšky predkvartérneho reliéfu vo vrcholných častiach rajónu sa však zachovali iba vo forme plošín menšieho rozsahu a členitosť i sklonitosť reliéfu je značne vyššia: predmetná časť Hronskej pahorkatiny je prestúpená

množstvom vodnatých, polosuchých i suchých údolí a úvalín rôznych smerov, pričom prevláda smer SZ — JV, podmienený pliocénnou a kvartérnou aktivizáciou pohybov pozdĺž zlomov tohto smeru (Vass in Vaškovský et al., 1982). Väčší sklon reliéfu majú práve svahy tektonicky podmienených dolín.

Podzemná voda sa v rajóne vyskytuje iba vo vložkách piesčitých a štrkovitých sedimentov, ktoré sa nachádzajú najmä v hlbších častiach horninového prostredia (nad 30 — 50 m).

V prevažnej časti územia je regionálna seizmická intenzita 6 °MSK, v JZ časti územia Hronskej pahorkatiny 7 — 8 °MSK. Z exogénnych geodynamických javov sa miestami vyskytuje výmoľová erózia. Na strmších svahoch dolín môžu pri inžinierskych zásahoch vznikať i zosuny.

Vzhľadom na tektonické a geomorfologické pomery, seizmicitu územia, ako aj na pomernú hustotu osídlenia a výskyt kvalitnej poľnohospodárskej pôdy sme v tomto rajóne nenavrhli žiadne alternatívne stavenisko pre výstavbu JEZ.

Rajón neogénnych štrkovitých sedimentov (Ng) sa nachádza v Belianskych kopcoch a pri západnom okraji záujmového územia (v okolí Pribety).

Základovú pôdu tvoria prevažne uľahnuté štrky a piesky, ojedinele sa vyskytujú aj litotamniové vápence alebo polohy ílov. Reliéf územia i hydrogeologické pomery sú obdobné ako v rajóne Nk, resp. Ni.

Napriek celkove vhodným základovým pomerom sme v rajóne nesituovali žiadne alternatívne stavenisko JEZ. Dôvodom je pomerne vysoký stupeň regionálnej seizmicity v územných celkoch rajónu v okolí Pribety (7 — 8° MSK), resp. nevhodné morfologické pomery a výskyt mladých tektonických línií, ako aj výskyt štátnej prírodnej rezervácie Vŕšok v Belianskych kopcoch.

Rajón pyroklastických hornín (Vp) vytvára iba dva územné celky: pohorie Burda a nepatrnú časť územia pri východnom okraji Belianskych kopcov. V obocb celkoch sú pre výstavbu nepriaznivé morfologické pomery reprezentované strmými svahmi (prevažne nad 15°) a značnou členitosťou.

Oba celky sa nachádzajú v území s regionálnou intenzitou seizmicity 6 °MSK; asi 20 km východne od územného celku Burda sa však nachádza epicentrálna oblasť s pozorovanými zemetraseniami intenzity až 7 °MSK (Borzsony, MLR).

Územný celok Burda je jednou z našich najcennejších prírodných rezervácií so vzácnymi druhmi rastlín, živočíchov a ich spoločenstiev.

Preto, ako aj pre blízkosť územného celku Burda k štátnym hraniciam sme v tomto rajóne nevytypovali žiadne alternatívne stavenisko pre výstavbu JEZ.

Rajóny kvartérnych hornín okrem sedimentov deluviálnych a vcelku ojedinelých výskytov eolických pieskov vytvárajú aj fluviálne a polygenetické sprašové sedimenty, často vo vzájomnej kombinácii.

Väčšie územné celky rajónu fluviálnych sedimentov vytvárajú iba náplavy Dunaja a Hrona, prípadne Ipľa. Tvorí ich štrk s premenlivým obsahom piesčitej frakcie s mocnosťou do 10 až 12 m. Na povrchu ich prekrýva hlina a piesok mocnosti do 3 — 5 m.

V území Čenkovskej nivy sa na povrchu fluviálnych sedimentov miestami akumulovali eolické piesky (rajón EF). Ich mocnosť je spravidla 2 — 6 m. V týchto častiach územia je reliéf sčasti členitý, v ostatných častiach je plochý, so sklonom do 2°.

Úroveň hladiny podzemnej vody je v závislosti na vodných stavoch v povrchových tokoch, zrážkach a prítokoch z priľahlých svahov premenlivá. Najčastejšie

sa nachádza v hĺbke do 1 — 2 m. V doline Dunaja je v podzemnej vode zvýšený obsah síranov, v doline Hrona sa vyskytuje najmä uhličitanová, miestami aj síranová agresivita.

Podzemná voda v oboch dolinách sa využíva na zásobovanie a obe doliny sú súčasťou plánovaného širšieho ochranného pásma prognóznych zdrojov vody (Bujalka et al., 1971).

Vzhľadom na tektonické a základové pomery je pri stanovovaní lokálnej seizmicity potrebné zvýšiť regionálnu seizmickú intenzitu o 1 °MSK, teda s výnimkou severnej časti doliny Hrona na 7 — 8° MSK, čo je hraničná, resp. pre výstavbu JEZ až neprípustná úroveň projektovaného zemetrasenia (PZ).

Výstavbu JEZ v rajóne limituje aj pomerne husté osídlenie, výskyt kvalitnej poľnohospodárskej pôdy, navrhované a vyhlásené chránené územia a obťažné základové pomery (podzemná voda).

Rajón fluviálnych terasových sedimentov sme vyčlenili v troch menších územných celkoch v strednej časti Hronskej pahorkatiny (stará dolina Žitavy) a v jednom väčšom územnom celku pri jej JZ okraji, kde ho tvorí risská terasa Dunaja. Na báze sú v nej zastúpené piesčito-štrkovité sedimenty mocnosti okolo 5 m. Tie prekrýva hlina (s polohami pieskov) s mocnosťou 5 —8 m. V nadloží fluviálnych sedimentov sa na terase miestami akumulovali eolické piesky (mladší würm — holocén) premenlivej mocnosti (rajón EF).

Hladina podzemnej vody sa v terase nachádza v hĺbke nad 5 m. S výnimkou územia, kde na povrchu sú naviate piesky, je reliéf terasy rovinný, so sklonom povrchu okolo 2°.

Možnosť situovania staveniska JEZ do územia rajónu v priestore rozšírenia terasy Dunaja je obmedzená obdobnými faktormi ako v predošlom rajóne fluviálnych sedimentov. Okrem toho sa toto územie nachádza v blízkosti Komárna a celé spadá do seizmickej oblasti s regionálnou seizmicitou 7 °MSK. Pri zohľadnení miestnych základových a tektonických pomerov to znamená 8 °MSK pre úroveň PZ, čo je neprípustné.

Rajón polygenetických spraší je zastúpený najmä v strednej a západnej časti Hronskej pahorkatiny, sčasti tiež v území Belianskych kopcov a v Ipeľskej pahorkatine. V závislosti na mocnosti spraší a charaktere neogénneho podložia vytvára územné celky rôzneho typu (L, LNi, L/Ni, LNg, LNk).

Konzistencia spraší je prevažne pevná, sčasti tuhá. Povrchová poloha s mocnosťou do 3 — 5 m (würm) je spravidla presadavá, s hodnotou súčiniteľa presadavosti v rozmedzí 0,5 — 6 % (Šajgalík — Modlitba, 1983).

Súvislá hladina podzemnej vody sa v území rajónu spravidla nevyskytuje, alebo sa viaže na podložné horninové komplexy (najmä v rajóne LNg). Reliéf územia má obdobný charakter ako v rajóne Ni, resp. DNi. Z geodynamických javov je v rajóne zastúpená výmoľová erózia a sufózia spraší. Prevažujúca časť územia rajónu patrí do oblasti s regionálnou intenzitou seizmicity 6 °MSK, časť do územia s intenzitou 5 °MSK alebo 7 °MSK.

V rajóne sa nachádza navrhovaná štátna prírodná rezervácia Suchá hora (Svodín), navrhované chránené náleziská Vodná nádrž a mokrade pri Svodíne, chránený park v Rúbani a niekoľko menších ložísk tehliarskej hliny.

Na území rajónu sme v mape vyznačili jedno alternatívne stavenisko (č. 7), kde základovú pôdu väčšiny objektov (po vytvorení príslušnej plochy staveniska) budú tvoriť podložné neogénne ílovito-prachovité sedimenty (opísané v rajóne Ni). Na stavenisku možno predpokladať lokálnu seizmicitu 6 — 7 °MSK. Pre výstavbu JEZ

na tejto lokalite je nepriaznivá aj značná členitosť územia a blízkosť navrhovanej štátnej prírodnej rezervácie Suchá hora.

Rajóny polygenetických spraší na terasových sedimentoch (LF′, L/F′) vytvárajú južný (terasa Dunaja) a východný (Hronská tabuľa) okraj Hronskej pahorkatiny, kde sa fluviálne sedimenty Hrona nachádzajú v niekoľkých stupňoch nad sebou. Nepatrnú časť územia zaberá rajón L/F′ aj v území Ipeľskej pahorkatiny.

Terasové akumulácie Hrona majú stratigrafický rozsah od günzu po ris (Vaškovský — Halouzka, 1976). Tvorí ich piesčitý štrk mocnosti 3 — 6 m prekrytý hlinou, ktorej mocnosť stúpa so vzdialenosťou od údolnej nivy (4 — 20 m). Spraše v nadloží fluviálnych sedimentov dosahujú mocnosť do 5 — 10 m. Patria prevažne do mladšieho würmu, ide teda o značne presadavú zeminu.

Hladina podzemnej vody sa v opisovanom území nachádza v hĺbke nad 5 — 10 m. Trvalým zvodnením a dobrou priepustnosťou sa vyznačujú iba piesčito-štrkovité sedimenty terás. Miestami sa podzemná voda akumuluje aj na báze sprašového pokryvu.

Prevažná časť územia rajónov spadá do oblasti s regionálnou seizmickou intenzitou 6 °MSK, severná časť do oblasti s intenzitou 5 °MSK. V severnej časti územia sa však nachádza väčší počet zlomov smeru SZ — JV s preukázanou kvartérnou aktivitou. Z ostatných geodynamických javov sa v opisovanej časti územia uplatňuje sufózia spraší, výmoľová erózia a bočná erózia Hrona (Bíňa).

Alternatívne staveniská JEZ č. 5 a 6 umiestnené v tejto časti územia sme situovali do priestoru rozšírenia mindelskej terasy, kde predpokladáme výskyt dostatočne veľkých celistvých geologických blokov a dostatočne únosné piesčito-štrkovité sedimenty v prijateľnej výškovej úrovni (v hĺbke do 12 až 15 m).

Charakter terasovej akumulácie Dunaja, vystupujúcej pri južnom okraji Hronskej pahorkatiny, sme opísali v rajóne terasových sedimentov. V rajóne LF′ sú fluviálne sedimenty terasy prekryté 2 — 5 m mocnou akumuláciou spraší mladowürmského veku. Miestami sa v nadloží spraší vyskytujú akumulácie mladowürmskych-holocénnych eolických pieskov (rajón ELF′) prevažne s mocnosťou do 5 m, miestami až 7 — 8 m.

V rajóne LF′, ale najmä v rajóne ELF′ je reliéf územia na rozdiel od územia, kde fluviálne sedimenty terasy vystupujú na povrch (rajón F′), intenzívne členený akumulačnými formami eolických sedimentov, ako aj ich eróznym pretváraním.

Stála akumulácia podzemnej vody sa vyskytuje iba v terasových sedimentoch. Prechodné zvodnenie (v období zvýšených zrážok) sa vytvára aj v eolických pieskoch.

Alternatívne stavenisko JEZ č. 1, umiestnené najbližšie k pôvodnej lokalite navrhnutej SEP Bratislava (JZ od Mužle v priestore rajónu EF), má čiastočne vhodnejšie tektonické i základové pomery ako pôvodná lokalita. Vzhľadom na celkové seizmotektonické pomery, ako aj na ďalšie nepriaznivé faktory (uvedené v rajóne F′) však výstavbu JEZ v tejto časti územia neodporúčame.

Záver

Z analýzy inžinierskogeologických pomerov v jednotlivých rajónoch vyčlenených v inžinierskogeologickej mape vyplýva, že pre výstavbu JEZ v danom území má relatívne najvhodnejšie podmienky rajón neogénnych sedimentov vcelku (Nk) v území Ipeľskej pahorkatiny a rajóny polygenetických spraší na terasových se-

dimentoch (LF', L/F') v území Hronskej tabule. V týchto rajónoch je vhodná základová pôda i prijateľná intenzita predpokladaného projektového zemetrasenia (6 — 7 °MSK). Menej vhodný je rajón neogénnych ílovito-prachovitých sedimentov (Ni) a rajón polygenetických spraší na neogénnych sedimentoch (zvlášť pri väčšej mocnosti spraší), kde je menej kvalitná základová pôda a nepriaznivé sú zväčša i morfologické a seizmotektonické pomery. Oproti iným rajónom sú v nich však spravidla priaznivejšie hydrogeologické pomery. V ostatných rajónoch sú podmienky pre výstavbu JEZ takmer v celom území nevhodné.

Rozhodujúcimi geofaktormi výstavby JEZ v opisovanom území sú seizmické a tektonické pomery. Z hľadiska seizmicity sa v ňom ako relatívne najvhodnejšia javí časť Hronskej pahorkatiny severne od čiary Veľké Lovce — Svodín — Kamenín, prípadne severná časť Ipeľskej pahorkatiny.

Z hľadiska možnosti súčasných pohybov pozdĺž zlomov je prípadné stavenisko JEZ potrebné situovať na dostatočne veľkú tektonickú kryhu, v ktorej neprebieha žiadny zlom aktívny v neotektonickom období a ktorá počas kvartéru nevykazovala intenzívne relatívne pohyby voči okoliu, najmä nerovnomerné pohyby spôsobujúce značný úklon jej povrchu. Mala by súčasne ležať v čo najväčšej vzdialenosti od všetkých hlboko založených zlomov.

V prípade rozhodnutia vystavať JEZ v danej oblasti bude potrebné seizmickú a tektonickú aktivitu územia sledovať aj inštrumentálne.

Z alternatívnych stavenísk vybraných v etape inžinierskogeologickej štúdie sa ako najvhodnejšie javia lokality č. 3 a 4, situované v území Ipeľskej pahorkatiny (rajón Nk), resp. lokality č. 5 a 6, situované v území Hronskej tabule (rajón L/F'). Geologickú stavbu v týchto lokalitách dokumentuje obr. 2.

Literatúra

Atlas Slovenskej socialistickej republiky. *Bratislava, SAV, SÚGK, 1980.*

Broučeк, I. et al. 1978: Macroseismic Intensities Observed in Czechoslovakia and Poland. *Publications of the Institute of Geophysics B-3 (122), Warszawa.*

Bujalka, P. et al. 1971: Mapa zásob podzemných vôd Slovenska a ich ochrana. *Vodorozvoj Bratislava.*

Dvořák, A. 1956: Mapa seizmických oblastí a hlavných zemetrasení pozorovaných v ČSR v období 1756 — 1956 (1 : 1 500 000). *Praha, ÚSG.*

Hrašna, M. et al. 1981: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Bratislava — Nitra. *Manuskript — Katedra inž. geológie PF UK Bratislava.*

Hrašna, M. et al. 1984: Metodika inžinierskogeologického prieskumu a hodnotenia stavenísk JEZ. *Manuskript — Katedra inž. geológie PF UK Bratislava.*

Hrašna, M. 1985: Inžinierskogeologické hodnotenie a výber stavenísk jadrovoenergetických zariadení. *In: Zbor. ref. z celošt. konf. Inžinierska geológia a energetická výstavba. Brno, ČSVTS, Dom techniky.*

Matula, M. — Hrašna, M. 1976: Typologická rajonizácia v inžinierskej geológii. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 29.*

Mihálik, Š. et al. 1971: Chránené územia a prírodné výtvory Slovenska. *Príroda.*

Šajgalík, J. — Modlitba, I. 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. *Bratislava, Veda.*

Ťapák, M. et al. 1974: Mapa nerastných stavebných surovín Slovenska (1 : 200 000), Západoslovenský kraj. *Bratislava, SGÚ, Spišská Nová Ves, GP.*

Vaškovský, I. — Halouzka, R. 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny (1 : 50 000) — JV časť. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vaškovský, I. et al. 1982: Vysvetlivky ku Geologickej mape JV časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vaškovský, I. et al. 1985: Geologicko-seizmotektonická štúdia JEZ Mužla. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Engineering geological conditions of the Mužla nuclear power plant construction (Southern Slovakia)

Decisive geofactors for nuclear power plant construction in the area indicated by the engineering geological map seismic and tectonic conditions.

Setting out from seismic conditions, the most suitable area for nuclear power plant location in the territory appears in the unit lying northeasternly from the line Veľké Lovce — Svodín — Štúrovo, where the operating basis earthquake does not exceed the probable intensity of 6 °MCS. Due to numerous occurrences of faults active during Neogene time or even in the Quaternary, it is necessary to locate the nuclear power plant site over sufficiently large, solid geological block unit (Hrašna, 1895) in which no neotectonically active fault structure occurs and that did not display larger relative movements towards the environment during Quaternary time, namely any irregular movements leading to the inclination of its surface.

From the originally eight alternative construction sites selected in the stage of engineering geological study, the relatively most favourable conditions occur in sites No 3 and 4, localized in the area of Neogene sediments (Nk), or in sites No 5 and 6, localized in the area of fluviatile terrace sediments covered by loess (L/F′).

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 81 — 83*

AKTUALITA

Zlato a striebro v medených rudách slovinsko-gelnického rudného poľa

KAROL PIOVARCSY

Золото и серебро в рудах меди словинско-гелницкого рудного поля (СГР-Восточная Словакия)

Словинская Грубая Жила принадлежит к самым крупным месторождениям меди гемерика Западных Карпат. В последнее время было установлено, что содержание золота в руде составляет в среднем 0,7 гр/т и 2,2 гр/т серебра. Самые высокие содержания золота приурочены к верхним участкам жилы в её западной части. Такие же содержания золота были определены и в Гелницкой жиле.

Gold and silver in copper ores of the Slovinky — Gelnica ore field (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

The Hrubá žila ore vein in Slovinky represents one of the most important source of copper ore in the northern part of the Gemeric unit. An average content of gold amounting 0.7 g . t^{-1} and of silver (2.2 g . t^{-1}) has been stated in copper ore recently. Highest contents of gold have been found in the upper parts of the ore vein and frequently in the western part of the deposit. Similar contents of gold occur also in the Gelnica ore vein.

Geologický prieskum sa v slovinsko-gelnickom rudnom poli zameriava na vyhľadávanie žilných Cu rúd najmä v podloží a na okraji ťažených ložísk. Výskum slovinskej Hrubej žily, Gelnickej žily, Krížovej žily, Novej žily, Nadložnej žily a žily Blauhalde priniesol priaznivé výsledky.

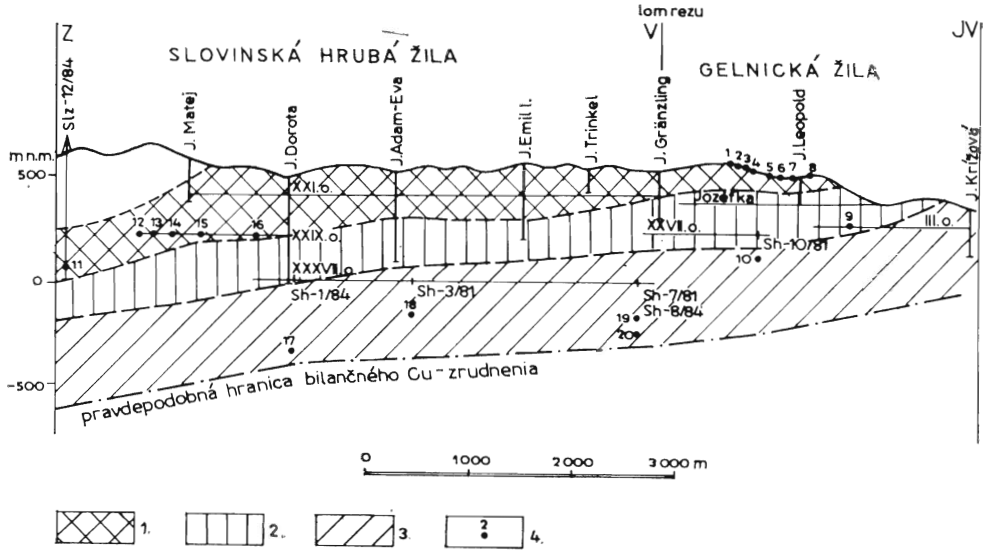
V minulosti sa pri sledovaní Cu zrudnenia venovalo menej pozornosti zastúpeniu zlata, striebra a stopových prvkov. Predpoklad, že najmä zlato sa dnes v ťažených a v novovyhľadávaných častiach žilných štruktúr nachádza už len v zanedbateľnom množstve, nie je celkom správny. Výsledky nových prieskumných úloh (Slovinky — Gelnica, Slovinky — hĺbka a najmä Slovinky — západ; obr. 1) poukazujú, že obsah zlata je v úžitkovej zložke už ekonomicky zaujímavý (Ag je v nízkej koncentrácii). Zistili sme, že zlato sa viaže na pyrit (0,32 — 0,38 ppm) a chalkopyrit (0,30 — 0,31 ppm). Mikroskopicky sa zistilo aj v rýdzom stave (zrná veľkosti 5 μm) v tetraedrite a potvrdilo sa aj rtg analýzou. Podľa nízkeho obsahu striebra (3,8 — 4,9 %) ide o vysoko rýdze zlato, podobné ako v žilách ložiska Rudňany.

Striebro sa viaže prevažne na tetraedrit (250 — 1200 ppm — hodnota prepočítaná zo stupnice SPD), pyrit (11,2 — 13,6 ppm) a chalkopyrit (od 5 — 270 ppm).

Zlato bolo stanovené aj v zásekových vzorkách, kde priemerná hodnota dosahuje Au = 0,70 g/t (st. — 3,56 g/t).

V hlbších častiach ložiska (pod úrovňou 37. horizontu) je už obsah zlata nízky. Viaže sa prevažne na pyrit (0,04 — 0,08 g/t). Striebro už v týchto častiach nebolo identifikované.

Distribúcia zlata a striebra v Gelnickej žile



TAB. 1

Obsah Au a Ag v slovinskej Hrubej žile
Contents of gold and silver in the Hrubá žila vein in Slovinky

Číslo vzorky	Lokalizácia	Cu %	Au g/t	Ag g/t	Poznámka
1	halda	1,080	0,84	15,0	Au, Ag stanovené zo zosypu
2	halda	1,494			
3	halda	0,938	2,60	4,0	Au, Ag stanovené zo zosypu
4	halda	0,718			
5	halda	1,060			
6	halda	0,628			
7	halda	0,480	1,16	3,6	Au, Ag stanovené zo zosypu
8	halda	0,765			
9	3. obzor	1,490	0,25	st.	
10	vrt Sh-10 27. obzor	0,196	0,04	0,4	
11	Lacemberská dol. vrt Slz-12	3,340	2,60	11,6	
12	29. obzor	0,580	0,19	2,6	
13	29. obzor	0,860	0,19	8,4	
14	29. obzor	0,880	0,28	0,8	
15	29. obzor	1,190	0,54	14,0	
16	29. obzor	1,300	3,56	1,6	
17	vrt Sh-1	0,431	0,08	7,6	
18	vrt Sh-3	3,600	0,08	6,0	
19	vrt Sh-7	0,420	st.	0,06	
20	vrt Sh-8	0,014	st.	2,2	

◀ Obr. 1. 1 — zóna rýdzeho zlata (obsah 0,4 — 2 g/t); koeficient korelácie K_k Cu : Au = 0,02, 2 — zóna Au tvorená inklúziami v chalkopyrite, pyrite (obsah 0,1 — 0,4 g/t); K_k Cu : Au = 0,82, 3 — zóna Au s obsahom do 0,08 g/t, 4 — zistený výskyt Au, Ag v rámci úloh Slovinky — Gelnica, Slovinky — hĺbka, Slovinky — západ

Fig. 1. 1 — zone of native gold (gold content between 0.4 — 2 g . t^{-1}); Cu/Au correlation coefficient value = 0.02, 2 — zone of gold inclusions in chalcopyrite and pyrite (gold content between 0.1 — 0.4 g . t^{-1}); Cu/Au correlation coefficient = 0.82, 3 — zone of gold contents between traces and 0.08 g . t^{-1}, 4 — gold and silver occurrence found during previous investigation

má podobný charakter ako v slovinskej Hrubej žile. Najviac zlata je vo vyšších častiach žily (dokumentujú to vzorky zo starých háld), kým v hlbších častiach je ho už veľmi málo. Obsah striebra je však v Gelnickej žile nižší ako v slovinskej Hrubej žile (tab. 1).

V súčasnosti sa z ťažených rúd vyrába kolektívny Cu koncentrát, v ktorom sa pri zhutňovacom procese získava kovová meď, zlato a striebro. Do koncentrátu prechádza Cu s priemerným cca 27-násobným obohatením, striebro sa obohacuje až asi 30-krát. S veľmi nízkym obohatením prechádza do koncentrátu zlato (len asi 3—5-násobne). Pri dosiahnutí 80 % výťažnosti Au by ložisko Slovinky mohlo ročne produkovať nie 5, ale 30 — 40 kg zlata.

Z analýzy priestorovej pozície Cu zrudnenia s obsahom zlata vychodí, že vyšší obsah sa viaže na vrchnú tretinu vertikálneho rozpätia zrudnenia. Hodnoty zlata sú v najzápadnejšej časti ložiska najvyššie (vrt Slz-12/84). Striebro sa v študovanej oblasti nenachádza v ekonomicky zaujímavých obsahoch.

V sledovaní obsahu zlata a striebra na rudných štruktúrach budeme pokračovať, lebo okrem ekonomického efektu ich prítomnosť indikuje aj smerné a hĺbkové pokračovanie žilných štruktúr. V budúcnosti treba venovať pozornosť vplyvu litológie na distribúciu Au a Ag, ale najdôležitejšie je, aby sa pri technologickej úprave Cu rúd do koncentrátov dostalo maximálne množstvo nielen Cu, ale aj Au a Ag.

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

K. Vrana — D. Bodiš — K. Lopašovský: **Regionálne zhodnotenie acidity snehovej pokrývky na území Slovenska v rokoch 1976—1985** [Bratislava 17. 9. 1986]

Dlhodobé sledovanie (1976—1985) kvality snehovej pokrývky na 44 lokalitách Slovenska prinieslo významné výsledky z hľadiska poznania acidity roztokov, ktoré vznikajú pri jarnom topení snehu. Zistilo sa široké rozmedzie hodnôt pH snehových roztokov (3,70—9,40) pri n = 413, ale vodohospodársky a ekologicky závažným je hlavne poznatok, že 49,4 % vzoriek malo pH pod 4,4, t. j. obsahovalo voľné minerálne kyseliny, pričom viac ako 10 % vzoriek malo pH menšie ako 4,0. 37,5 % vzoriek malo pH v rozmedzí 4,4—5,6 a 13,1 % vzoriek malo hodnotu pH vyššiu. Extrémne vysoké hodnoty pH sa namerali hlavne na lokalitách priamo vystavených alkalickým úletom (Zádielska dolina — max. pH 9,4, Plešivec — max. pH 8,7, Dedinky — max. pH 7,9), resp. na niektorých lokalitách nížinného charakteru (Nitra-Zobor — max. pH 8,2 a Skalica — max. pH 7,8). Najnižšie priemerné hodnoty pH počas skúmaných 10 rokov sa zaznamenali na lokalite Oščadnica (4,26), Vrátna dolina (4,27), Oravská hora (4,32), Banský Studenec (4,34), Donovaly (4,36), Podhradie pri Novákoch (4,39), Ružomberok (4,42), Lupčianska dolina (4,42) a Dukla (4,43), najvyššie v Zádielskej doline (6,51), Bratislave-Slovnafte (5,79), Patinciach (5,67), Plešivci (5,32), Dedinkách (5,23), Vojanoch (5,16), Skalici (5,03), Rochovciach a v Lokci (5,01). Najvyššia acidita snehu sa viaže na tie stredohorské oblasti (400—850 m n. m.), ktoré sú relatívne málo kontaminované prašnou depozíciou, čoho prejavom je aj veľmi nízka celková mineralizácia snehu na týchto lokalitách (pod 15 mg . l^{-1}). Výnimkou sú oblasti v tesnej blízkosti väčších zdrojov znečisťovania. Vo väčšine vyššie situovaných lokalít v horských oblastiach (približne nad 850 m n. m.) pozorujeme relatívny pokles acidity snehu (pH v priemere 4,7—5,1). Priaznivo tu pôsobí geologická stavba Západných Karpát, kde v jadrových pohoriach sú na magmatických a metamorfovaných silikátových horninách uložené karbonátové horniny, čo vytvára prirodzené predpoklady pre produkciu alkalizujúcich prachových častíc v dôsledku mechanického zvetrávania hornín. Výraznú alkalizáciu snehových roztokov najnižšie položených lokalít nachádzajúcich sa najbližšie k väčším zdrojom znečisťovania ovzdušia spôsobuje rozpúšťanie prachových častíc zväčša antropogénneho pôvodu za súčasného výrazného zvyšovania celkovej mineralizácie týchto roztokov (nad 30 mg . l^{-1}).

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 85 — 89*

METODIKA VÝSKUMU

Združovanie uhlových meraní na počítači

PETR BLÁHA

Katedra geológie a mineralógie BF VŠT, park Komenského 15, 043 84 Košice

Doručené 5. 5. 1986

Группировка угловых измеренний счётными машинами

Программа ГЛОДАТ, которая кроме вычисления отдельных групп производит и подсчёт основных статистических характеристик каждой вычлененной группы, на основании которых можно сделать вывод какое распределение элементов находится в той или иной группе и больше того, можно эти группы сравнивать. Программа написанна програмным языком ФОРТРАН IV, приготовленным на счётной машине СМ3-10.

Cluster of angle measurements using computer

The CLODAT routine is applied to cluster analysis of angle measurements. The routine clusters measurement data into groups and computes mean statistical parameters to each group, allowing judgements over the internal structure of each group. The routine is written in FORTRAN IV language for a SM 3-10 computer.

Združovanie uhlových meraní do skupín a opis takto vymedzených skupín je veľmi častá úloha, s ktorou sa stretávame pri štruktúrnej analýze. V niektorých prípadoch — napr. pri puklinovej analýze — má dokonca prvoradý význam. Doposiaľ sa táto úloha riešila najčastejšie pomocou tektonogramov. Rôzne spôsoby ich konštrukcie i interpretácia získaných výsledkov boli v príslušnej literatúre podrobne opísané. Spoločným nedostatkom týchto metód je pomerne zdĺhavé spracovanie (a to i vtedy, keď tektonogramy zostrojujeme pomocou počítača) a subjektívny charakter interpretácie získaných výsledkov. V odôvodnených prípadoch (napr. pri puklinovej analýze, analýze trhlín či analýze rôznych systémov foliačných plôch) navrhujeme nahradiť tento klasický spôsob riešenia horeuvedenej úlohy analyticko-štatistickou metódou.

Opis použitej metódy

To, či dve uhlové merania, ktoré pokladáme za jednotkové vektory v trojrozmernom priestore, patria do jednej skupiny, alebo nie, posudzujeme na základe uhla, ktorý tieto vektory zvierajú, a jeho porovnania s kritickým uhlom. Ak takýmto

spôsobom otestujeme všetky merania daného súboru, vymedzíme v ňom vlastne charakteristické skupiny. Pri testovaní postupujeme takto:

a) Na základe celkového počtu meraní určíme kritický uhol β_o. Pre výpočet jeho veľkosti udáva Wallbrecher (1978) vzorec:

$$\beta_o = 2 \arccos \left(1 - \frac{1}{N}\right), \qquad (1)$$

kde N je celkový počet meraní.

Závislosť veľkosti kritického uhla β_o na počte meraní je znázornená na obr. 1. Tento graf môže tiež slúžiť na určenie približnej veľkosti kritického uhla.

b) Namerané hodnoty (vektory ε_i) transformujeme do kartézskych súradníc podľa vzťahov:

$$\begin{aligned} x_i &= \cos \Theta_i \,.\, \cos \Phi_i, \\ y_i &= \sin \Theta_i \,.\, \cos \Phi_i, \\ z_i &= \sin \Phi_i, \end{aligned} \qquad (2)$$

kde Θ_i — smer, Φ_i — sklon jednotlivých meraní.

c) Vypočítame si uhol β_{ij} zovretý dvoma vektormi ε_i a ε_j podľa vzorca:

$$\beta_{ij} = \arccos \left(x_i x_j + y_i y_j + z_i z_j\right). \qquad (3)$$

d) Uhol β_{ij} porovnáme s kritickým uhlom β_o. Ak je kritický uhol väčší alebo rovný uhlu zovretému dvoma vektormi, potom predpokladáme, že tieto dva vektory patria do jednej skupiny. V opačnom prípade túto hypotézu zamietame a predpokladáme, že obidva vektory patria do rôznych skupín.

Po vymedzení základných skupín v danom súbore musíme vyriešiť ešte druhú časť úlohy — výpočet základných štatistických charakteristík každej skupiny, na základe ktorých môžeme posúdiť, aké je usporiadanie prvkov v tej-ktorej skupine, a teda i porovnávať dané skupiny. Predpokladáme pritom unimodálne rozdelenie jednotlivých prvkov v skupinách. K týmto charakteristikám patrí: stredný vektor skupiny, parameter koncentrácie a uhol spoľahlivosti.

Stredný vektor skupiny vypočítame zo vzťahu:

$$\Theta_{priem} = \operatorname{arctg} \frac{X}{Y},$$

$$\Phi_{priem} = \arcsin Z, \qquad (4)$$

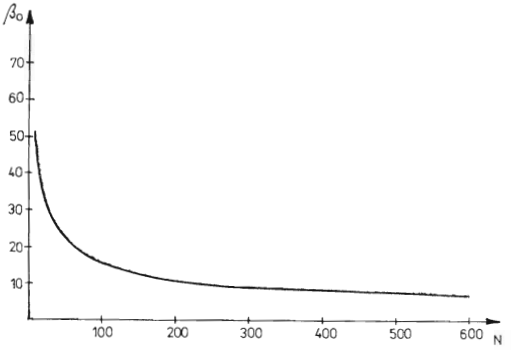
kde X, Y a Z sú smerové kosíny stredného vektora vypočítané podľa vzorcov:

$$\begin{aligned} X &= \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N} x_i \\ Y &= \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N} y_i \\ Z &= \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N} z_i \end{aligned} \qquad (5)$$

Parameter koncentrácie (ktorý je prvkom intervalu $<2, \infty)$ je mierou koncentrácie jednotlivých vektorov okolo strednej hodnoty. Pri paralelne orientovaných meraniach rastie nad všetky medze, pri rovnomerne rozložených meraniach sa blíži k hodnote 2. Vypočítame ho zo vzťahu (Fisher, 1953):

$$k = \frac{N - 1}{N - R}, \qquad (6)$$

kde $R = \left[\left(\sum_{i=1}^{N} x_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^{N} y_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^{N} z_i \right)^2 \right]^{1/2}$ (7)



Obr. 1. Závislosť veľkosti kritického uhla β_0 na počte meraní N
Fig. 1. Relation between the critical angle (β_0) and measurement number (N)

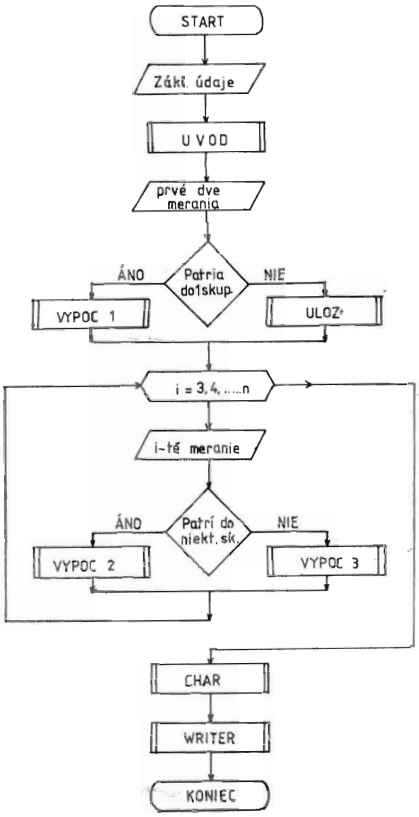
Uhol spoľahlivosti charakterizuje mieru presnosti určenia stredného vektora. Je to vlastne vrcholový uhol kužeľa opísaného okolo strednej hodnoty, v ktorom na danej hladine pravdepodobnosti musí ležať skutočný stredný vektor skupiny. Pre výpočet jeho veľkosti uvádza Fisher (1953) vzorec:

$$\delta = \arccos\left\{1 - \frac{N-R}{N}\left[\left(\frac{1}{P}\right)^{1/(N-1)} - 1\right]\right\}, \qquad (8)$$

kde P je zvolená hladina pravdepodobnosti (v praxi spravidla 0,05 alebo 0,01). Podľa Braitscha (1956) môže byť veľkosť tohto uhla až 45°, jeho výpočet má však význam realizovať len pre $k \geq 4$.

Algoritmus programu CLODAT

Pri zostavovaní programu CLODAT sme vychádzali z postupu, ktorý navrhol Peschel (1985). Po načítaní základných údajov o analyzovanom súbore program najprv na základe celkového počtu meraní vypočíta kritický uhol (podprogram UVOD). Potom načíta prvé dva páry hodnôt a posúdi, či patria do tej istej skupiny, alebo nie. Ak áno, vypočíta stredný vektor tejto skupiny a počtu prvkov v nej priradí hodnotu dva (podprogram VYPOC 1). Ak páry hodnôt nepatria do tej istej skupiny, program vymedzí dve skupiny, každú s jedným prvkom a stredným vektorom rovným zadaným hodnotám (podprogram ULOZ). Ďalej postupne načíta jednotlivé hodnoty a rozhodne, či patria do niektorej už vymedzenej skupiny. Ak áno, zaradí hodnotu do tejto skupiny, t. j. prepočíta hodnotu stredného vektora tejto skupiny vzhľadom na novú zadanú hodnotu a zvýši počet prvkov v skupine o jeden (podprogram VYPOC 2). Ak zadaný prvok nepatrí do žiadnej skôr vymedzenej skupiny, program vytvorí no-



Obr. 2. Vývojový diagram programu CLODAT
Fig. 2. Flow chart of the CLODAT routine

vú skupinu s jedným prvkom a stredným vektorom rovným zadanej hodnote (podprogram VYPOC 3). Po spracovaní poslednej hodnoty vypočíta základné štatistické charakteristiky každej skupiny (podprogram CHAR) a vytlačí výsledok (podprogram WRITER). Vývojový diagram programu je na obr. 2.

Program je napísaný v programovacom jazyku FORTRAN IV., spracovaný bol na počítači SM 3-10 s použitím operačného systému FOBOS-2. Bez väčších problémov sa dá aplikovať na všetky počítače s programovacím jazykom FORTRAN. (Zdrojový text je prípadným záujemcom k dispozícii na KGaM BF VŠT v Košiciach.)

Vstupné údaje a forma výstupu

Program interaktívne komunikuje s užívateľom, pričom zadávanie vstupných dát je evidentné z oznamov na termináli. Maximálny ani minimálny počet údajov nie je obmedzený, ale aby bol výsledok štatisticky významný, odporúča sa spracovávať súbory minimálne s 30 meraniami (Peschel, 1985).

Tlač výsledku obsahuje hlavičku so základnými údajmi o danom súbore a vlastný výpis jednotlivých skupín. Pokiaľ bol do skupiny zaradený len jeden prvok, program pokladá skupinu za štatisticky bezvýznamnú a výpočet charakteristík nevykonáva. Nakoniec program vytlačí hladinu spoľahlivosti, na ktorej bol výpočet urobený, a kritický uhol. Programové vybavenie umožňuje realizovať výstup na rôznych výstupných zariadeniach (riadková tlačiareň, obrazovkový terminál, dierna páska, magnetická páska, magnetický disk). Pri bežne spracovávaných súboroch (zhruba do 1000 vstupných dát) trvá výpočet maximálne 1 minútu.

Praktické využitie programu CLODAT

Program CLODAT sme využili pri analýze puklinových systémov v širšom okolí novoveského rudného poľa. Časť výsledkov uvádzame v tab. 1. Program vymedzil tri skupiny. Keďže vstupné údaje sme zadávali v tvare smer sklonu — sklon, vypočítané stredné vektory zodpovedajú plochám 30/76, ZSZ, 177/81 V a 102/68 SSV. Najvýraznejšia je prvá skupina, v ktorej je zastúpený najväčší počet meraní. Z pomerne vysokého parametra koncentrácie vyplýva, že jednotlivé merania v tejto skupine sú rozložené zhruba paralelne, teda, že sú koncentrované okolo strednej hodnoty. O tom svedčí i hodnota uhla spoľahlivosti. Ďalej si treba bližšie všimnúť najmä tretiu skupinu. Hoci tu je tiež zastúpený pomerne veľký počet meraní (tretina meraných hodnôt), nízka hodnota parametra koncentrácie a v porovnaní s ostatnými skupinami relatívne veľký uhol spoľahlivosti svedčia o značnom

TAB. 1

Analýza puklinových systémov na J od Novoveskej Huty
Analysis of fissure systems S from Novoveská Huta

Skupina	Počet prvkov	Stredný vektor		Parameter koncentrácie	Uhol spoľahlivosti
		smer	sklon		
1	47	300	76	240,52	3,82
2	12	87	81	316,74	4,16
3	30	12	68	41,54	8,20

Hladina spoľahlivosti = 0,05, kritický uhol = 17°

rozptyle jednotlivých meraní v tejto skupine. Preto jej pri charakterizovaní stavby daného územia nemožno pripisovať taký význam ako prvej skupine.

Možno povedať, že v danej oblasti výrazne prevládajú pukliny smeru SSV — JJZ so strmým úklonom na ZSZ. Z ostatných systémov sa uplatňujú subvertikálne pukliny SJ smeru a ďalej pukliny smeru VJV — ZSZ s úklonom na SSV.

Literatúra

Braitsch, O. 1956: Quantitative Auswertung einfacher Gefügediagramme. *Heidelberg. Beitr. Mineral. Petrogr., 5, 210 — 226.*

Fisher, R. A. 1953: Dispersion on a sphere *Proc. Roy. Soc., Ser. A, 217, 295 — 305.*

Peschel, G. 1985: Klassifizierung tektonischer Raumlagedaten. *Zeit. angew. Geol., 31, 12 — 15.*

Wallbrecher, E. 1978: Ein Cluster-Verfahren zur richtungsstatistischen Analyse tektonischer Daten. *Geol. Rdsch., 67, 840 — 857.*

Cluster of angle measurements using computer

Angle measurements are assumed to represent unite vectors in the three-dimensional space. The problem is solved through comparison of angle formed by two unite vectors with the critical angle. The value of critical angle is determined either by computation (Wallbrecher, 1978) or from a graph (Fig. 1). The basic condition for classifying two vectors into the same group is that the critical angle is higher, or equal, than the angle formed by these two vectors.

The second part of the problem represents the computation of main statistical parameters of discerned groupings allowing to judge on the internal arrangement of single units in the group. Such parameters are the mean angle, the concentration parameter and the angle of reliability.

The problem is solved by the CLODAT routine. The flow chart of the routine is in Fig. 3, the programming language is FORTRAN IV and main rules of structural and modular programming are maintained. The routine is applied to a SM 3-10 type computer using the FOBOS — 2 (RT 11-V3.B) operational system.

The routine may be applied without considerable troubles to any computer using the FORTRAN programming language.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTÍ

Fórum mladých

M. Fulín: **Šlichové minerály kryštalinika Braniska a Čiernej hory** (Košice 30. 10. 1986)

Analýzou šlichov Braniska a Čiernej hory sme zostavili asociácie minerálov zberných oblastí tokov pre jednotlivé litologické celky územia. Výraznejšiu, geneticky a prospekčne zaujímavejšiu asociáciu má kryštalinikum sľubickej antiklinály v miklušovskom a lodinskom komplexe. Doložená je spoločenstvami minerálov ôsmich potokov drenujúcich tieto komplexy v oblasti Ružín — Richnava. Početnejšiu, pestrejšiu škálu má lodinský komplex s výraznejšími akumuláciami anatasu, ilmenitu, rutilu a turmalínu. Asociácia stream-sedimentov pre uvedené komplexy je stála: Fe + Ag + Pb + Zn + Ba + Sn ± Bi ± Sb ± Sr ± Co ± Ni ± Mo ± B ± Mn ± Cu.

P. Bláha: **Analyticko-štatistické metódy spracovania uhlových meraní** (Košice 30. 10. 1986)

Danou problematikou sa zaoberajú priekopnícke práce Fishera (1953) a Watsona (1965), ale predovšetkým práca Mardiu (1972), ktorá doposiaľ v najucelenejšej forme zhŕňa matematické základy spomínaných metód.

Pri spracovaní súborov uhlových meraní s dvoma uhlovými premennými navrhujeme najprv urobiť štatistickú analýzu daného súboru. V rámci nej sa vykoná test uniformity a určí sa typ a miera usporiadania prvkov v tomto súbore. Na základe výsledkov tejto štatistickej analýzy sa zvolí ďalšia vhodná metóda spracovania súboru — konštrukcia tektonogramov, bodových diagramov s vyznačením π-pólu a π-oblúka — alebo združovacia analýza.

V. Šťastný: **Tektonogram na malom počítači** (Košice 30. 10. 1986)

Na pracovisku IGHP v Košiciach sme vypracovali dva programy na vyhodnotenie puklinovitosti. Zostavili sme ich v jazyku HPL a odladili na stolnom kalkulátore HEWLETT — PACKARD 9825 A. Programy poskytujú grafický alebo tabuľkový výstup, ktorý je podkladom pre vykreslenie izolínií a vyhodnotenie. Prvý program vychádza z postupu známeho z klasickej literatúry. Využíva však tzv. imaginárne body, čo umožňuje spracovanie v jednom cykle a výstup je takmer okamžitý. Toto riešenie je rýchle, ale na obvode tektonogramu má znížený presnosť v rozsahu ± 1 bod. Druhý program striktne dodržiava postup podľa literatúry a je dokonalým spracovaním puklinovitosti v tomto štádiu vyhodnotenia. Pri rovnakej spotrebe pamäti sú však jeho nároky na strojový čas vysoké. Spracovanie cca 200 bodov zaberie asi ½ hodiny.

(Vývojové diagramy oboch programov sme uverejnili v Mineralii slovaca 5.

K. Jakabská: **Výsledky výskumu zirkónov z hodrušského intruzívneho komplexu a granitov gemerika** (Košice 30. 10. 1986)

Poznatky z výskumu zirkónov z hodrušského intruzívneho komplexu potvrdili v súlade s geologickými poznatkami, že existuje vzťah medzi morfometrickými a mikrochemickými vlastnosťami zirkónov a ich prvotnými vlastnosťami — geologickými podmienkami vzniku hornín. Môžeme konštatovať, že zirkóny sú skutočne dobrými petrologickými indikátormi objasňujúcimi podmienky vzniku hornín.

Poznatok, že granodioritový porfýr, ktorý je v Zlatne nositeľom Cu porfýrového zrudnenia, inklinuje viac ku kremennodioritovému porfýru (tzv. dacitu) ako ku granodioritu, mení aj názor na sukcesiu intruzívnych fáz a na podmienky vzniku a tuhnutia magmy.

Vzorky zirkónu a granitov gemerika (Hnilec, Poproč, Betliar) sú napriek istým rozdielnostiam podobné. Z toho usudzujeme, že platia pôvodné názory o rovnakom pôvode a veku leukokratnej, na kálium a bór bohatej magmy všetkých gemerických granitov. Rozdiel je však v tom, že zirkóny betliarskeho a popročského granitu sú prakticky identické a odlišujú sa od zirkónov hnileckého granitu morfologickými a chemickými vlastnosťami.

Mineralia slov.,
19 *(1987), 1, 91 — 92*

METODIKA VÝSKUMU

Úprava zahrievacieho stolíka LEITZ 350 na kryometrické účely

VRATISLAV HURAI*, JAROSLAV ČEPLÍK**

* Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava
** Elektrotechnická fakulta VŠT, Švermova 9, 040 00 Košice

Doručené 16. 1. 1986

Приспособление термостолика Лейц 350 для исследований в области низких температур

Для улучшения рабочих свойств, термостолик Лейц 350 был снабжён платиновой термопарой связанной с дигитальным вольтметром позволяющим непрерывное измерение температур от —200 до +600 градусов. Исследования при отрицательных температурах осуществляются за помощи жидкого азота, который предварительно сжимается в дюаре с помощью компрессора и потом впускается в термостолик ручным насосом.

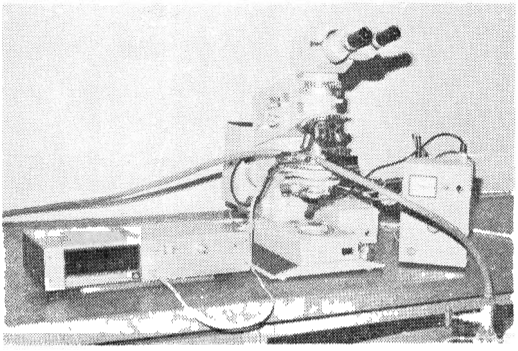
A modified LEITZ 350 heating-cooling stage

The LEITZ 350 heating stage was improved for fluid inclusion observations in both heating and cooling modes. Originally used mercury thermometers were changed by a platinum resistance thermometer coupled with a digital voltmeter that involves a switch-operated „hold" on the readout. The single hand-operated valve permits direct pumping of liquid nitrogen from dewar with help of compressed air.

Prudký rozvoj výskumu uzavrenín minerálotvorného prostredia (fluidných inklúzií) v ostatných pätnástich rokoch sa prejavoval zvýšeným záujmom geológov o riešenie genetických problémov a nárastom experimentálnych údajov o prírodných fluidných systémoch. Toto odvetvie chemickej geológie si získalo pevné miesto v systéme geologických vied, pretože často býva jediným zdrojom informácií o podmienkach vzniku minerálov a hornín.

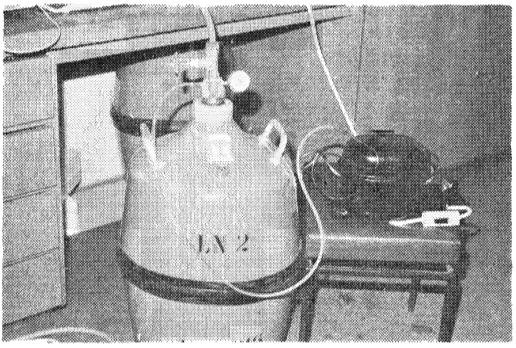
Pri výskume inklúzií sa využíva celý rad inštrumentálnych metód, z ktorých najväčší význam nadobúdajú tie, pri ktorých nedochádza k deštrukcii vzorky. Jednou z nich je kryotermometrická metóda, založená na pozorovaní fázových zmien v uzavreninách pri zahrievaní a ochladzovaní. Pozorovania sa uskutočňujú na obojstranne leštených platničkách, bežných petrografických výbrusoch aj úlomkoch minerálov a hornín. Kryotermometrickým výskumom možno dešifrovať chemické zloženie a hustotu fluíd — základné údaje na rekonštrukciu teplotného a tlakového režimu fluidného systému.

Mikroskopy s kryotermometrickým zariadením sa v krajinách RVHP nevyrábajú, a preto sme museli zostrojiť vlastné zariade-



Obr. 1. Polarizačný mikroskop AMPLIVAL so stolíkom LEITZ 350. Vľavo digitálny teplomer, vpravo transformátor s reostatom na ručnú reguláciu teploty pri zahrievaní

Fig. 1. The LEITZ 350 stage mounted on the Amplival microscope Shown is also the temperature unit (left) and a separately supplied variable voltage transformer (right) for manual temperature adjustment on heating



Obr. 2. Dewarova nádoba AKL-816 so sifónom a kompresorom na vháňanie kvapalného dusíka do stolíka LEITZ 350

Fig. 2. The dewar (AKL-816 type) with fastened valve and compressor for pumping of liquid nitrogen into the LEITZ 350 stage

nie. Najvýhodnejšou na to bola rekonštrukcia zahrievacieho stolíka LEITZ 350, ktorý umožňuje dosahovať teplotu +350 °C a zároveň je tiež vybavený vývodmi na cirkuláciu plynného CO_2, t. j. chladiaceho média na dosiahnutie teplôt do —30 °C. Teplota sa meria pomocou sady vymeniteľných ortuťových teplomerov. Teplota plynného CO_2 však vo väčšine prípadov nestačí na to, aby došlo k zmrazeniu roztoku alebo k heterogenizácii plynu v uzavreninе. Okrem toho, ortuťový teplomer dovoľuje merať teplotu s presnosťou nanajvýš ± 2 °C, navyše veľká vzdialenosť aktívneho povrchu teplomera od vzorky umiestnenej v pracovnom priestore stolíka zapríčiňuje vysokú hodnotu absolútnej chyby. Stolík LEITZ 350 sme upravili tak, že sme skonštruovali digitálny teplomer na kontinuálne meranie teplôt od —196 °C (teplota kvapalného dusíka) do —350 °C (obr. 1) a sifón s tlakomerom na čerpanie kvapalného dusíka z Dewarovej nádoby do prístroja (obr. 2).

V digitálnom teplomeri sme ako zobrazovaciu jednotku použili panelový číslicový voltmeter M1T 240 a ako snímač teploty platinový termočlánok Pt 100, zapojený ako záťaž zdroja konštantného prúdu. Úbytok napätia, ktorý na termočlánku vzniká, sa zosilňuje a upravuje na rozsah panelového číslicového voltmetra na ± 200 mV. Prúd pretekajúci termočlánkom má maximálnu hodnotu 2 mA, aby sa zabránilo vlastnému zahrievaniu termočlánku a tým aj skresľovaniu výstupných údajov. Ručným tlačidlom možno na teplomeri fixovať okamžitú hodnotu na zobrazovacej jednotke.

Chladiace médium (kvapalný dusík) sa z Dewarovej nádoby typu AKL-816 prečerpáva do stolíka pomocou sifónu napojeného na kompresor. Stlačený vzduch vytvára v nádobe pretlak maximálne 0,4 kg/cm^2. Takéto priame ochladzovanie umožňuje rýchle podchladenie stolíka, a nie je náročné na spotrebu kvapalného dusíka. Nevýhodou je, že ručnou manipuláciou je obťažné udržať nízke teploty na rovnakej úrovni, čo nepriaznivo vplýva na presnosť merania a znemožňuje fotografovanie fázových zmien v uzavreninách. V tomto prípade je výhodnejšie nepriame chladenie, pri ktorom sa plynný dusík prúdiaci z tlakovej fľaše do prístroja ochladzuje v špirále ponorenej do nádoby s kvapalným dusíkom. Ručná regulácia teploty na našom zariadení nie je pochopiteľne taká pohodlná ako na zahraničných prístrojoch vybavených mikroprocesormi na automatickú reguláciu teploty, ale zariadenie aj tak dovoľuje meranie teplôt fázových zmien v uzavreninách v rozpätí —200 až +350 °C. Päť rozsahov digitálneho teplomera teoreticky umožňuje merať teplotu s presnosťou na 0,024 °C, avšak hlavne vplyvom tepelných strát pri veľmi vysokých a veľmi nízkych teplotách sa táto hodnota postupne zvyšuje až na 0,5 °C.

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti

Šesťdesiatroční jubilanti

20. 1. — Ing. Ľubor Ulehla

5. 5. — Ing. Ivan Kravjanský
29. 5. — Ing. Ján Bartalský, CSc.

6. 6. — RNDr. Margita Vaňová, CSc.
18. 6. — Prof. Ing. Miloslav Böhmer, CSc.
23. 6. — Ing. Ján Baran, CSc.

15. 7. — RNDr. Ružena Lehotayová

28. 8. — Pp. Augustín Rebro

4. 9. — RNDr. Ondrej Falát

29. 10. — Doc. RNDr. Mária Šímová, CSc.

28. 11. — RNDr. Jaroslav Chmelík, CSc.

19. 12. — Ing. Ján Klubert

Päťdesiatroční jubilanti

24. 1. — RNDr. Rudolf Halouzka
31. 1. — Ing. Mária Kizáková

5. 2. — Doc. RNDr. Jozef Malgot, CSc.

5. 3. — Ing. Ján Badár
13. 3. — RNDr. Ján Beňo

26. 4. — RNDr. Ing. Vladimír Letko, CSc.

5. 5. — RNDr. Ivan Repčok
14. 5. — RNDr. Igor Modlitba
25. 5. — RNDr. Peter Moško

8. 6. — RNDr. Alfonz Bujnovský
12. 6. — Pg. Ivan Šalaga

11. 8. — RNDr. Milan Petro
15. 8. — RNDr. Jarmila Ďurkovičová, CSc.
30. 8. — RNDr. Ladislav Novotný

4. 9. — RNDr. Vladimír Hanzel, CSc.
11. 9. — RNDr. Michal Lukaj
11. 9. — RNDr. Zora Suchánková
15. 9. — RNDr. Marta Balkovičová

5. 11. — RNDr. Milan Háber, CSc.
7. 11. — RNDr. Ľudovít Cibuľka
12. 11. — Ing. Ján Šefara, CSc.

8. 12. — Doc. RNDr. Štefan Kahan, CSc.

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

O. Samuel,
predseda Slov. geol. spoločnosti

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Terminologické komisie pre geológiu

Prudký rozvoj geológie a aplikácia nových metód spôsobili aj u nás terminologické problémy v takmer všetkých geologických disciplínach. Predsedníctvo Slovenskej akadémie vied preto poverilo vedecké spoločnosti, aby renovovali činnosť terminologických komisií. Výbor Slovenskej geologickej spoločnosti inštaloval (1985) a Vedecké kolégium SAV pre vedy o Zemi a vesmíre schválilo komisie a menovalo ich predsedov (1985). Niektoré komisie už aktívne pracujú.

Súčasné zloženie terminologických komisií:

Petrografia

doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc. (predseda), RNDr. Anna Vozárová, CSc. (podpredsedníčka), RNDr. Milan Sýkora (tajomník), RNDr. Tibor Ďurkovič, CSc., prof. Jakub Kamenický, DrSc., RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., Ing. Róbert Marschalko, DrSc., RNDr. Oto Miko, CSc., prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., RNDr. Ján Spišiak, CSc.

Stratigrafia

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda), RNDr. Jozef Michalík, CSc. (podpredseda), RNDr. Dionýz Vass, DrSc. (tajomník), RNDr. Ján Mello, CSc., prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., RNDr. Michal Potfaj, RNDr. Anna Vozárová, CSc.

Hydrogeológia

RNDr. Ondrej Franko, CSc. (predseda), RNDr. Ján Jetel, CSc. (podpredseda), RNDr. Ladislav Škvarka, CSc. (tajomník), doc. RNDr. Vavrinec Böhm, CSc., Ing. Pavol Bujalka, RNDr. Marián Fendek, Ing. Jozef Fides, RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., Ing. Kveta Hyánková, RNDr. Kazimír Malatinský, CSc.

Všeobecná geológia a tektonika

RNDr. Peter Reichwalder, CSc. (predseda), RNDr. Anton Biely, CSc., prof. RNDr. Augustín Gorek, CSc., RNDr. Pavol Grecula, DrSc., doc. RNDr. Stanislav Jacko, CSc., RNDr. Jozef Jablonský, doc. RNDr. Štefan Kahan, CSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., Ing. Róbert Marschalko, DrSc., RNDr. Jozef Michalík, CSc., prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., RNDr. Dušan Plašienka, CSc., prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., RNDr. Dionýz Vass, DrSc., doc. RNDr. Julián Zelman, CSc.

Paleontológia

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda), doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc. (podpredseda), RNDr. Anna Ondrejíčková, CSc., (tajomníčka), RNDr. Viera Gašparíková, CSc., RNDr. Peter Holec, CSc., RNDr. Stanislav Buček, RNDr. Katarína Kučerová, RNDr. Rudolf Mock, RNDr. Eva Planderová, CSc.

Geofyzika

RNDr. Dušan Obernauer, CSc. (predseda), RNDr. Ján Mikuška, CSc. (podpredseda), RNDr. Adrián Panáček (tajomník), RNDr. Miroslav Bielik, CSc., RNDr. Miroslav Filo, doc. RNDr. Viktor Janotka, CSc., doc. RNDr. Miloš Karous, CSc., RNDr. Peter Muška, doc. Ing. Viliam Paštéka, DrSc., RNDr. Lubomil Pospíšil, CSc., Ing. Ľudovít Husák, CSc.

Ložiská

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc. (predseda), RNDr. Miroslav Slavkay, CSc. (podpredseda), RNDr. František Petrík, CSc. (tajomník), prof. Ing. František Čech, DrSc., RNDr. Milan Háber, CSc., doc. RNDr. Ivan Kraus, CSc., prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., Ing. Jaroslav Štohl, CSc.

Inžinierska geológia

doc. RNDr. Rudolf Ondrášik, CSc. (predseda), RNDr. Igor Modlitba (podpredseda), RNDr. Miroslav Hrašna, CSc. (tajomník), Ing. Egon Fussgänger, doc. RNDr. Jozef Malgot, CSc., Ing. Mirko Matys, CSc., RNDr. Peter Wagner, CSc.

Mineralógia

prof. RNDr. Miroslav Koděra, CSc. (predseda), doc. RNDr. Štefánia Dávidová, CSc. (podpredsedníčka), RNDr. Pavel Fejdi, CSc. (tajomník), Ing. Blahoslav Čičel, CSc., Ing. Slavomil Ďurovič, CSc., RNDr. Milan Háber, CSc., RNDr. Martin Chovan, CSc.

prof. Ing. Ján Babčan, DrSc. (predseda), doc. RNDr.. Jozef Veselský, CSc. (podpredseda), RNDr. Vojtech Vilinovič (tajomník), RNDr. Ján Čurlík, CSc., RNDr. Jozef Forgáč, CSc., Ing. Rudolf Kortman, RNDr. Miroslav Khun, CSc., doc. RNDr. Ján Jarkovský, DrSc., RNDr. Ivan Matula, RNDr. Kamil Vrana, CSc.

Žiadame všetkých geológov, aby terminologické námety zasielali príslušným predsedom (prípadne členom) terminologických komisií. Autori článkov by taktiež mali využívať terminologické komisie pri voľbe odborných termínov, konzultovať zavádzanie nových termínov a upozorňovať na nesprávne, ale zaužívané termíny a pomenovania. Pripomienky týkajúce sa terminológie a názvoslovia užívaných v našom časopise Mineralia slovaca zašlite redakcii.

Činnosť pobočky SGS v Spišskej Novej Vsi

Pobočka bola založená v roku 1979 (má teraz 62 členov) a jej členmi sú pracovníci Geologického prieskumu, n. p., Uránového prieskumu, k. p. ČSUP, závod 9, Geofyziky, n. p., Železnorudných baní, n. p., a iných organizácií.

Od založenia pobočky sme usporiadali 115 prednášok v rámci 14 seminárov a 12 samostatných prednášok s priemernou účasťou 29 ľudí.

Z významnejších akcií možno uviesť celoštátny seminár Genetická interpretácia štruktúr a textúr rúd (v septembri 1981 na Čingove), Fórum pre nerudy východného Slovenska (v máji 1982 na Zemplínskej Šírave), Geológia a metalogenéza rudnianskeho rudného poľa (v novembri 1984 v Spišskej Novej Vsi), Vyhľadávanie a prieskum W-Sn rúd v Západných Karpatoch (v decembri 1984 v Spišskej Novej Vsi).

Z významnejších prednášok možno uviesť napr. tieto: Ložiská bauxitu v MLR a perspektívy južného Slovenska (Gy. Bardossy), Geofyzikálny prieskum bauxitu metódou Maxiprobesystém (A. Simon), Ložiská Cu porfýrových rúd vo svete, Princíp a aplikácia gamaspektrometrie v geológii, Aplikácia elektrónovej mikrosondy v geológii, Zámery GP pevných nerastných surovín v 7. 5RP, Neotektonické bloky ZK, Zahraničná činnosť geológov v Nigérii, Jemene, Thajsku, Grécku a na Kube, Výskumné práce v severogemerickom perme pri Novoveskej Hute, Geologicko-geofyzikálna problematika Zemplínskych vrchov, Vyhľadávanie a prieskum bauxitu Slovenska, Aplikácia geofyzikálnych metód pri vyhľadávaní ložísk nerastných surovín, Geológia, technológia a mineralógia zeolitov na ložisku Nižný Hrabovec, Problematika keramických surovín Slovenska, Mt. Everest v geologickej stavbe Himalájí z pohľadu účastníkov vedecko-horolezeckej expedície. Členovia pobočky sa podieľali aj na spoluorganizovaní seminára a výstavy Krása kameňa (v múzeách Spišská Nová Ves a Košice).

Seminárnu a prednáškovú činnosť sme robili v spolupráci s pobočkami ČSVTS pri GP, ČSUP a ŽB, s československou komisiou pre rudnú mineralógiu, odbornou skupinou keramiky a keramických surovín silikátovej spoločnosti, ČSVTS, geochemickou skupinou SGS, Katedrou geochémie a Katedrou nerastných surovín PF UK v Bratislave, Katedrou nerastných surovín KU v Prahe a pod.

K ďalším aktívam pobočky SGS patrí tradične dobrá spolupráca členov pobočky so strednou priemyselnou školou, gymnáziami, Domom pionierov a mládeže v Spišskej Novej Vsi, Poprade a v Levoči. Pomáhali sme pripravovať študijné zbierky, organizovať prax, organizovať a usmerňovať ŠVOČ a viedli sme geologické a prírodovedecké krúžky. Na základe požiadavky Ministerstva školstva SSR pripravili členovia našej pobočky (Potančok, Hurný, Slavkay) dva diely celoštátnej učebnice geológie ložísk nerastných surovín pre SPŠ, ktoré vyjdú vo vydavateľstve ALFA (prvý diel už v roku 1986). Vysoko treba hodnotiť spoluprácu s múzeami v Spišskej Novej Vsi a Gelnici, kde členovia našej pobočky kompletizovali geologické zbierky, zachraňovali časti starej banskej techniky (vodné čerpadlá, podvaly) prípadne vzorky hornín, minerálov a pod. K úspešnej popularizačnej činnosti zaraďujeme premietania filmov s geologickou problematikou, prednáškovú činnosť z oblasti geológie pre žiakov školy v prírode v Turzovských kúpeľoch a ZŠ v okolí Spišskej Novej Vsi.

Aktivita pobočky zodpovedala počiatočnej etape jej organizácie, zameraniu práce jej členov, ich skúsenostiam v organizácii podobných podujatí a doceneniu užitočnosti spolupráce v rámci SGS.

J. Hurný, V. Potančok

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 19, číslo 1, apríl 1987.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 848. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 3. 4. 1987.

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

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

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1987.

AKTUALITY — NEWS

Karol Fiovarcsy

Zlato a striebro v medených rudách slovinsko-gelnického rudného poľa — Gold and silver in copper ores of the Slovinky — Gelnica ore field (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia) **81**

METODIKA VÝSKUMU — METHOD OF INVESTIGATION

Peter Bláha

Združovanie uhlových meraní na počítači — Cluster of angle measurements using computer **85**

Vratislav Hurai — Jaroslav Čeplík

Úprava zahrievacieho stolíka LEITZ 350 na kryometrické účely — A modified LEITZ 350 heating-cooling stage **91**

KRONIKA — CHRONICLE

O. Samuel

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti — Important life jubilees of members of the Slovak Geological Society **95**

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Terminologické komisie pre geológiu **94** — Terminological commissions in geology

J. Hurný — V. Potančok

Činnosť pobočky SGS v Spišskej Novej Vsi — Activity of Slovak Geological Society branch in Spišská Nová Ves **95**

Abstrakty z prednášok **28, 60, 84, 90** — Abstracts of lectures

VYDAVATEĽ:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Geofond Bratislava
Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Nafta, k. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Slovenský geologický úrad v Bratislave

49 374